



TITLE:

リモートセンシングと数値情報による広域蒸発散量の推定に関する研究(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

内田, 諭

CITATION:

内田, 諭. リモートセンシングと数値情報による広域蒸発散量の推定に関する研究. 京都大学, 1989, 農学博士

ISSUE DATE:

1989-09-25

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.r6981>

RIGHT:

リモートセンシングと数値情報による 広域蒸発散量の推定に関する研究

平成元年6月

内 田 諭

【目 次】

| | 頁 |
|---|--------|
| 序 章 研究の背景と本論の構成 | 1 |
| 第1節 研究の背景 | 1 |
| 第2節 本論の構成 | 7 |
| 第 1 章 水循環の概要 | 9 |
| 第1節 水循環と地域スケール | 9 |
| 第2節 水文要素の測定・推定法 | 12 |
| (1) 降水量 | 12 |
| (2) 蒸発散量 | 14 |
| 第3節 地形条件・土地利用と水文環境 | 19 |
| 第 2 章 基礎資料の特徴 | 26 |
| 第1節 リモートセンシングデータの特性 | 26 |
| 第2節 国土数値情報の概要 | 32 |
| 第 3 章 リモートセンシングデータを用いた 蒸発散量の推定に関する従来の研究 | 39 |
| 第1節 直接的推定法 | 39 |
| 第2節 間接的推定法 | 44 |
| 第 4 章 LANDSAT・MSSデータと標高データを用いた 広域蒸発散量算定システム | 50 |
| 第1節 システムの構成 | 50 |
| 第2節 算定方法 | 55 |
| 第3節 システムの運用 | 61 |

| | | |
|--------------|--------------------------------|-------|
| 第 5 章 | 広域蒸発散量算定システムの精度の検証 | 6 8 |
| 第 1 節 | 対象地域の概要 | 6 8 |
| 第 2 節 | 算定式の検討 | 7 7 |
| 第 3 節 | 計器蒸発量との比較 | 8 1 |
| 第 4 節 | ソーンズウェイト法との比較 | 8 5 |
| 第 5 節 | 水収支法との比較 | 8 8 |
| 第 6 節 | まとめ | 9 1 |
| 第 6 章 | 広域蒸発散量と計器蒸発量との関係 | 9 2 |
| 第 1 節 | 分析の視点 | 9 2 |
| 第 2 節 | 計器蒸発量の分布の性状 | 9 3 |
| 第 3 節 | 特性曲線の導出 | 9 5 |
| 第 4 節 | 計器蒸発量を用いた実蒸発散量の推定 | 1 0 1 |
| 第 5 節 | まとめ | 1 0 4 |
| 第 7 章 | 広域蒸発散量と地形条件・土地利用との関係 | 1 0 6 |
| 第 1 節 | 分析の視点 | 1 0 6 |
| 第 2 節 | 対象地域の地形条件・土地利用の特徴 | 1 0 8 |
| 第 3 節 | 地形条件と広域蒸発散量 | 1 1 1 |
| 第 4 節 | 土地利用と広域蒸発散量 | 1 1 6 |
| 第 5 節 | 土地利用の改変に伴う広域蒸発散量の変化 | 1 2 2 |
| 第 6 節 | まとめ | 1 2 7 |
| 第 8 章 | 今後の研究に関する考察 | 1 2 9 |
| 第 1 節 | 算定システムの精度向上のための考察 | 1 2 9 |
| 第 2 節 | 算定システムの適用範囲拡大のための考察 | 1 3 2 |
| 第 3 節 | 地域水文環境の理解に関する考察 | 1 3 5 |

| | | | |
|----|----|-------|-----|
| 終章 | 結論 | | 137 |
|----|----|-------|-----|

| | | |
|----|-------|-----|
| 謝辭 | | 140 |
|----|-------|-----|

| | | |
|------|-------|-----|
| 参考文献 | | 141 |
|------|-------|-----|

序 章 研究の背景と本論の構成

第1節 研究の背景

水は地球上において、物理的な条件に従って、時には水蒸気や氷の形で出現するように、相変化を伴いながら、絶えず循環している。また水は、自然界における生物の生命維持だけではなく、人間の社会経済的活動を行う上で、不可欠な要素である。

人間活動と水の需要・供給との関係を、たとえば流域といった地域を単位に考察を行うことが、水資源問題である。水資源問題は、様々な産業や生活の場において個別に扱われる水に関して、それらを社会的に統合した問題であるが、その理解のためには、自然科学・社会科学・人文科学等の様々な分野の持つ視点を統合した形でのアプローチが必要である。ただし、このようなアプローチを可能とするための前提として、各分野において提示される基礎資料の信頼度を高めておくことが重要であろう。現在でも、基礎資料を得るための方法論が十分に確立しておらず、個別な記述が中心である段階の研究分野がある。そのためにたとえば、国土庁による「水資源白書」（国土庁長官官房水資源部(1987)）は、主として社会科学的な立場からの記述が中心となっており、水利用および水の需要・供給の現状に関する資料を示している。

「水資源白書」に示されているように、地域における水利用を量的に制約を与える目安となるものが水資源賦存量、すなわち「降水量から蒸発散によって失われる量を差し引き面積を乗じた量」である。水資源賦存量は、水利用を考える上で重要な量であるが、その基礎となるものは地球上の水循環過程の理解である。水循環過程を構成する要素としては、降水、蒸発散、浸透、地表流出、地下流出といった輸送過程と各輸送過程の中間における貯留状態が考えられる。

水循環過程そのものは物理現象として記述されるが、様々な人間活動が水循環に及ぼす影響の程度は、決して小さくはない。人間活動が水循環に与える影響に関して岩田(1981)は、人間は、水の循環そのものを制御することは困難であるが、水循環の速度を変えることが可能であると述べている。ただし、この場合の制御とは、自在に操れる意味であり、その続きで著者は人間活動の水循環に与える影

響を調べることの重要性を述べている。

人間活動の水循環に与える影響を定量的に調べるためには、水循環過程を構成する各要素毎に、それ自身および他の要素との間の相互作用についての機構を理解しておくことが必要である。その際、現象の時間的空間的スケールとスケールに対応した水収支を考えるという点に着目することが重要であると考えられる。

水循環の時間的スケールと空間的スケールとは、一般的に互いに正の相関関係にあると言える。この点に関して、樞根(1980)は水の貯留量と滞留時間はほぼ正の相関を示すと述べている。これは、水あるいは水蒸気の移動速度が循環過程におけるシステムのスケールにはよらず、たとえば数1000kmのスケールを持つ海流（水の平均滞留時間は数1000年）の速度と、降水をもたらす雲（水蒸気としての平均滞留時間は10日程度）の移動速度とは、ほとんど同一のオーダーであるということによる。また、水収支を考える場合の対象となる空間的広がりとして全球規模から局所的な点におけるものまで考えられるが、水収支すなわち各水循環要素間のバランスを満たすのに必要な観測時間は、対象としている領域の空間的スケールに対応する時間的スケールに比べて、十分に大きくなければならない。

水資源あるいは水利用の立場から最も重要と考えられる水循環のスケールは、河川の流域規模であると言える。わが国の場合、最大の規模を持つ利根川の流域面積が16840km²であり、一方計画単位の一つである市町村の面積の最小のものが3.11km²（三重県南牟婁郡鵜殿村）である。したがって、数10～数1000km²の空間的スケールを持つ水循環について調べるのが、わが国の水資源問題を考えていく上で重要であろう。この空間的スケールに対応する代表的な時間スケール、すなわち降水が流出するのに要する時間は、地表水と地下水との間で差はあるが貯留状態にある期間を除けば数日～数10日のオーダーである。

上記の空間的スケールを持つ地域における水資源賦存量を考える場合に問題となるのは、降水量および蒸発散量をいかに計測あるいは推定するかという点である。降水量に関しては、測定地点数とその点の空間的な代表性が問題の焦点となる。しかし、降水量は空間的にはある程度連続性のある分布をするものと仮定できるため、特定の地点の測定値を用いて広域の量を推定することによってもある程度の精度が得られることが期待できる。

一方、蒸発散量に関しては降水量の場合とは異なり、局所的な地表面付近の性

状の違いによる量の差が相当に大きくなり、空間的な連続性は示されないことが予想される。すなわち、蒸発散量を決定しているものには降水量や気温等の空間的連続性のある分布を示す気象要素に加えて、地形の影響を受ける日射量、土壌の水分量や物理的性質、降水の遮断や蒸散をもたらす植生の種類とその成長段階等の局所的な偏差の大きい要素が考えられる。したがって、蒸発散量に関しては、特定の地点の測定値を用いて広域の量を推定することは大きな誤差をもたらす危険性があると言える。

以上のような危惧も、蒸発散量の水循環過程全体に対する役割が無視できる程度に小さいものであれば問題とはならないであろう。しかしながら、様々な形で推定されてきたわが国の蒸発散量の値（たとえば、大槻等(1984b)，植原(1987)）は、地域差はあるが、概ね 500～1000 mm/yearであり、この値は降水量の約40%に当たり、水循環を考える上で決して無視できない量であることがわかる。また、蒸発散量の年々の変動は降水量の年々の変動に比べて小さいが、それでも10%を超える程度の変動がみられる（福高・鈴木(1986)）。こうしたことから、流域のような広域を対象とした蒸発散量の地域差や年変動に関する議論が必要であると考えられる。そこで、金子(1973)が数地域の事例を挙げ考察を行っているが、その後は特定の試験流域等を対象とした個別研究が中心となっており、地域差の系統的な理解には至っていない。

ところで、衛星や航空機をプラットフォームとした地表情報のリモートセンシング技術の利用・応用研究が、近年、特に1972年のLANDSAT 1号（当時はERTS 1号）の打ち上げ以降広く進められてきている。リモートセンシングデータの最大の特徴は、広域に渡って均質なデータを同時性を持って採集され、しかもそれらが直ちに計算機で操作が行えるように、デジタル化された形で提供されている点にある。また、LANDSAT衛星は、ミッションによる相違はあるが、16または18日間の周期を持って地上から見て同一の軌道上へ回帰している。したがって、地表面上の形態的な変化を時系列に沿ってモニタリングすることに対しても、LANDSATデータは有効な資料となる。

一方、リモートセンシングデータと同様に、数値化された国土情報も計算機の処理能力の向上によって容易に利用できるようになってきている。わが国の場合には、建設省国土地理院が「国土数値情報」として、昭和49年度に最初に海岸線

のデータ作成に着手した後その整備を進めてきている。たとえば、標高データについては、昭和50年度に第1版が完成し、昭和59年度に50年データの高精度化を行った第2版を公表している（国土庁計画・調整局(1987)）。

国土数値情報に代表される数値化された国土数値データは、リモートセンシングデータと同様に、広域に渡る均質なデータである。また、標高データに限って言えば、4分の1メッシュ、すなわち緯度方向に7.5秒、経度方向に11.25秒毎の値が得られている。これは、実長にして約250mメッシュとなっている。この値およびLANDSAT・MSS（マルチスペクトラルスキャナ）データの地上分解能が79mであることを考慮すると、前述のような数10～数1000km²の面積を持つ地域は、数1000～数10万個の独立した情報を持つメッシュデータから構成されることになる。したがって、リモートセンシングデータや国土数値情報の利用により、河川の流域規模の地域の特徴を、適切な形で表現できるものと期待される。

リモートセンシングデータを活用して広域の蒸発散量を推定する試みは、過去10年間の間に様々な形で行われてきている。その中で主流を成すのが、衛星または航空機によって観測された熱赤外バンド、すなわち地表面の温度データを利用して蒸発散量の推定を行う試みである。これは、蒸発散という過程を熱力学の立場から見ると、地表面から大気への潜熱輸送過程であるという事項に基づいて実行される推定である。つまり、地表面における熱収支式の潜熱以外の各項を推定し、残差項に対応する潜熱フラックス量を求める方法である。

この方法は、特定の時点における温度情報から蒸発散量を推定するものである。したがって、河川の流域のような空間的スケールに対応する時間スケールを持つ水循環の構造を分析する目的に適合するためには、地表温度情報の長時間に渡る連続的観測が必要となる。このような目的に合致するものとして、静止衛星による観測が考えられるが、静止衛星の軌道高度が高いために、測定の上分解能はかなり大きくなる。たとえば、GMS（ひまわり）の熱赤外バンドの上分解能は5kmであり、この値は流域規模の地域間で地形や地表面状態の特徴の相違を把握するための単位区域の大きさとしては、過大なものであると言えよう。

そこで次に、リモートセンシングデータの中で熱赤外データではなく、地表面の状態を表わすためにマルチスペクトラルデータを用い、経験的パラメータを導

入して間接的に長期に渡る期間の蒸発散量を推定することが試みられるようになった。すなわちここでは、同一の土地被覆（あるいは、土地利用）種においては、日射量、気温、風等の外的条件を等しくすれば、それに対応する一定期間の蒸発散量も等しくなるということが仮定されている。それ故この方法では、蒸発散量の時間変動を高精度で推定することは困難である。それでもなおこの方法は、比較的高い空間的分解能で地表状態を分類して計算を行っている点で、とりわけ蒸発散量の地域的特徴を調べる上で優れた方法であると考えられる。この間接的推定法の例として、古藤田等(1984)による予備的な試みと、それに続くKotoda(1986)による地形条件を組み入れた方法が挙げられる。

いずれにしても、複雑な地形および土地利用構造を持つ広域の蒸発散量を推定する方法は、特定の試験流域で水収支法を用いるような場合を除けば確立されていない。その理由の1つとして、地域内の全ての点において、その物理的条件やエネルギー収支を考慮していくことが不可能であることが挙げられる。しかし、今後の地域計画や水資源問題に対処していく上での重要性を考えれば、たとえ推定精度が極めて高いというものでなくとも、ある程度の推定基準と汎用性を持った広域蒸発散量の推定方法の確立が望まれる。

そこで筆者は、上記のKotoda(1986)の方法を発展させた広域蒸発散量算定システムの開発を進め、さらに本システムを用いた計算実験によって、蒸発散量の地域的特性や地形・土地利用との関係について分析を行うことにした。本研究の目的は以下に整理できる。

- a. 日本国内の広範囲に適用できる、面積が数10～数1000km²の広域の実蒸発散量を算定するシステムの開発を行う。
- b. 蒸発散量の地域的特性を分析し、また計器蒸発量を用いた簡便な推定法を検討する。
- c. 蒸発散量と地形条件および土地利用との関係を分析する。
- d. 土地利用の変化に伴う蒸発散量の変化について分析し、土地改変の水文環境に与える影響について考察する。

わが国の気候条件を見ると、極端に乾燥した状態が長期に渡って継続する地域は無く、全国的に湿潤な気候と言えよう。したがってaに関して、特定の地域のデータを用いて導出した経験式を含む同一の算定スキームにより、一定の誤差の

範囲内で蒸発散量を求められる地域は、かなり広いものと期待される。また算定に際して、広い範囲に渡る均質な基礎データが必要となるが、ここではLANDSAT・MSS、国土数値情報4分の1メッシュ標高データ、および気象官署またはAMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) 点における気象観測値を用いることにする。bに関しては、従来から用いられてきた計器蒸発量にある経験的な定数を掛けて実蒸発散量を推定するという方法を見直すとともに、この簡便な方法を有効に利用する手段について考える。cに関しては、aで開発したシステムの有する特徴、すなわち地形条件や土地利用の分布を任意に変化させて計算を実行できるという利点を生かし、シミュレーション計算を行う。dに関しても、同様のシミュレーション計算を行うが、ここでは土地改変の段階との関連を考え、大規模な土地利用改変のもたらす蒸発散量への影響について考察を行う。

第2節 本論の構成

本論は以下に示した9章および終章より構成される。各章の表題は順に、第1章「水循環の概要」、第2章「基礎資料の特徴」、第3章「リモートセンシングデータを用いた蒸発散量の推定に関する従来の研究」、第4章「LANDSAT・MSSデータと標高データを用いた広域蒸発散量算定システム」、第5章「算定システムの精度の検証」、第6章「広域蒸発散量と計器蒸発量との関係」、第7章「広域蒸発散量と地形条件・土地利用との関係」、第8章「今後の研究に関する考察」、そして終章「結論」である。

第1章において、まず第1節では、水循環を理解するために、その概要をまとめる。そこで、地球上の水循環に関して、そのスケールに着目してまとめ、現象の理解を深めることにする。そして第2節では、水循環過程を構成する水文要素の測定・推定法を示し、それらの特性を対象とすべき現象を考慮しながら述べる。また第3節では、地形条件・土地利用と水文環境との関係について、従来の研究を通して得られている事項を示すことにする。

第2章では、本研究で用いた基礎資料についての説明を行う。ことに、リモートセンシングデータ（第1節）や国土数値情報（第2節）といった、近年の計算機処理能力の向上によって利用頻度の増してきた資料について、説明を行うことにする。

第3章では、リモートセンシングデータを用いた蒸発散量の推定に関する従来の研究をまとめる。第1節では、熱赤外バンドデータを用いた直接的推定法について述べる。ここで熱赤外バンドデータは、熱収支式の顕熱フラックス量を得るために主として用いられ、蒸発散量に対応する潜熱フラックス量は、熱収支式の残差項として、間接的に求められるものであるが、第2節で示される推定方法と対比させるために、この方法を直接的推定法と呼ぶことにする。第2節で示される方法は、経験的パラメータの導入により、長期に渡る蒸発散量を推定する方法であり、本論ではそれを間接的推定法と呼ぶことにする。

第4章では、本研究において開発した広域蒸発散量算定システムについて述べる。本章では、システムの構成と運用面での評価が中心に取り扱われる。また、

国内の5地域（熊本市周辺（熊本県）、石川（大和川支流）流域（大阪府）、木津川流域（京都府）、薬科川流域（静岡県）、小貝川流域（栃木県））を対象に、算定精度を他の推定方法との比較によって検証を行った結果は、第5章で示される。ここで、推定値の比較の対象とする値には、計器蒸発量、ソーンスウェイト法および水収支法によって推定された値を採用する。

第6章では、本システムで推定された蒸発散量と計器蒸発量との関係について詳しく調べ、さらに計器蒸発量を用いた簡便な広域実蒸発散量の推定方法についての考察を行う。

第7章では、本算定システムを用いて行った計算実験の結果が示される。ここでは、地形条件や土地利用の分布を様々に変化させ、また各々の状態を少数の指標値で表わすことを試みながら、蒸発散量の計算を行う。そして、土地利用変化のパターンを現実的な視点から捉え、土地利用の改変に伴う広域蒸発散量の変化を計算により考察する。

第8章では、今後の研究の発展についての考察を行う。考察対象とする項目は、システムの算定精度、システムの適用性、そしてより広い視野に基づく水文環境の理解に関する点である。

最後に終章では、本論の結論をまとめることにする。

第 1 章 水循環の概要

第 1 節 水循環と地域スケール

地球上の水循環は、様々なスケールの水循環過程が重合したものである。水循環という言葉には、相変化を伴った水分子の動きのサイクルを指す場合、流体の循環運動を指す場合、あるいは両者を合わせた意味で用いる場合とがあるが、ここでは最後に示した広義の意味を用いている。ところで、最も大きなスケールを持つ水循環の 1 つは、海洋の循環であり、その代表的な空間的スケールは数 1000 ~ 10000 km に及ぶ。この海洋の循環の途中においては、海面から蒸発した水蒸気が凝結して降水となり、再び海水となるという、より小さなスケールを持つ循環過程が絶えず見られる。また陸上での水循環を考えると、ある流域内の特定の地点に降った水分子のうち、再び水蒸気となって大気中に戻るのに要する時間と移動距離は、循環の形態の相違により大きなばらつきを見せる。たとえば、降水が直ちに蒸発した場合と、河川となって流下したり、あるいは地下水の形で長期間貯留された場合とでは、液体または固体の水の形で存続していた期間が大きく異なる。

現象がスケールによって典型的に分類できる例として、大気現象が挙げられる。大気現象の場合、1 cm ~ 100 m 程度のスケールを持つ大気境界層内の乱れの渦から、地球規模 (10000 km 程度) のスケールを持つ超長波に至るまで、様々な段階のスケールの現象が典型的に存在している (小倉 (1978))。台風を例にとると、その空間スケールとして数 100 km 程度、時間スケールにして数日程度であり、それに比べて 2 桁違うようなスケールを持つ台風は存在しない。

このように大気現象が典型的なスケールを持つ理由は、大気の運動を記述する運動方程式の各項のオーダーが、現象のスケールによって規定されるためである。たとえば、地球の回転による影響は、空間的スケールの大きい大気現象においては無視できないが、スケールの小さい大気現象においては無視できる。すなわち、台風や低気圧の回転方向は、北半球と南半球によって各々定まるが、竜巻やじん旋風といった空間的スケールのより小さい大気現象においては、その回転方向が南北半球の違いによって定まるものではない。

水循環を大気現象と比べると、海洋における水の運動に見られるような場合を除いて、スケールの異なる現象の階層構造が典型的な形で現れるとは必ずしも言えない。その主要原因の1つとして、水循環においては運動を記述するために用いられる局所的な境界条件が極めて複雑であり、運動方程式を解いて説明できる部分が限られているという点が考えられる。

しかしながら、以上述べたように、現象に応じた典型的なスケールがたとえ見当たらずとも、スケーリングの考え方を水循環に適用することが無意味であるとは言えない。ただし、水循環におけるスケーリングの考え方とは、降水、蒸発散、浸透、地表流出、地下流出、貯留の水循環過程の区分を目的として用いられるのではなく、主として、地質構造的あるいは地形学的に分類された空間に対応させるために用いられるものである。すなわち、地表および地中の水の運動はその空間を構成する地質および地形の影響を強く受けており、たとえば流域という単位が水循環を考える上で重要となるが、流域の空間的スケールは大小様々なスケールの重層的な関係となっている点と対応している。

一方、水循環過程の主要な要素の1つである蒸発散は、植生とその生育状況の影響を強く受ける。この機構をミクロに見れば、個体中の個々の組織における水や水蒸気の流れにまで注目しなければならない。しかし植生は、たとえば筆のような区画を単位に取れば、区画毎に十分に均質であると仮定できることから、個体の集団を含む適当な単位面積を取り、それを水循環を考える際の代表的な空間スケールと見ることも可能であろう。また、特定の流域は、このような単位の混合した集合であるとも言える。

本研究で対象としているのは、わが国における河川流域に代表されるような広がりを持つ地域である。河川流域の水循環を対象とする研究分野は、「河川水文学」と呼ばれている。河川水文学を扱った既存の成書（高橋(1978)，高瀬(1978)）を見ると、流出現象をいかに説明するかという事項に力点が置かれている。このことは、河川と人間との係わりが、利水と治水の2面を中心に展開してきたことに典拠するものであろう。本研究では、河川の流域のみを対象としているのではなく、より一般的に流域規模のスケールを持つ地域を対象としている。したがって、本研究は「地域水文学」に属していると言えよう。

地域水文学という用語は、一般に普及している用語ではないが、ここでは対象

とする現象のスケールが、人間と土地との係わりの基本空間の1つである筆に対応する程度の大きさを単位として、多種の土地利用が混在するような範囲に対応するものとする。このスケールは、大気境界層内の空気の乱れや、植物の個体のスケールに比較して明瞭に大きい。またこのスケールは、海洋の循環のようなグローバルなスケールに比較して明らかに小さいものである。このスケールを持つ地域の代表的な大きさを面積で表現すると、数10～数1000km² に相当すると考えられる。

第2節 水文要素の測定・推定法

水循環過程を構成する主要な水文要素としては、降水、蒸発散、浸透、地表流出、地下流出が挙げられる。以下では、これらの中で降水と蒸発散の測定・推定法について述べる。ここで測定とは、計器あるいはセンサが対象とする要素の値を直接的に感知する場合を指し、推定とは、測定が困難かあるいは適さないような場合に、対象とする要素を他の要素の測定値や経験値を用いて間接的に求めることを指すものとする。すなわち降水量を例にとると、雨量計によって得られる降水量は、その地点における測定値であり、1個あるいは複数個の測定地点の降水量を用いて流域全体の降水量を求めたものが、その地域における推定値である。なお、本論では地点あるいは地域における要素の値の測定・推定法を概説するものであり、個々の計器の詳細を述べるものではない。

(1) 降水量

降水量の測定の原理の中で最も普及しているものは、一定の開口面積を一定時間を通して降水の容積を求め、深さに換算することである。この原理を応用した装置として、普通雨量計、サイホン式雨量計、転倒ます式雨量計が挙げられる(高瀬(1978))。その他の測定方法としては、レーダによる雨量測定がある。これは、レーダ反射因子が降雨強度と密接な関連があり、受信信号の時間積分によって雨量が求められるという原理に拠っている(立平(1980))。

ところで気象庁は、オンライン通信で全国を網羅した気象観測システムAMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System)の整備を進め、1974年11月1日から運用を開始している。AMeDASにおける降水量観測所は、全国で約1300地点に設置されており、これは約17km平方に1地点に対応している。これらのうちの約840地点では、降水量以外に風向、風速、気温、日照時間が観測されている。

AMeDAS観測点における降水量の測定は、転倒ます型雨量計を用いて行われている。この雨量計は、内径20cmの受水口を持ち、0.5mmの降水毎に転倒し、

2回の転倒すなわち1mmの降水を記録する毎に、1個のパルスを送信するように設計されている（北(1985)）。わが国においては、AMeDAS観測点以外にも、河川の管理あるいは鉄道や道路の防災を目的とした降水量の観測所が多く存在している。しかしながら、降水量以外の気象要素の観測値が同一の基準で得られるという点で、AMeDAS観測点における観測値の有用性は高いと考えられる。

河川の流域のような広域全体の降水量を推定する方法として、一般に採用されるのは、対象とする地域内あるいはその近傍に位置する1個以上の観測地点における降水量の測定値を用いて、対象地域全域に渡る量の算定を行うことである。すなわちこの方法では、対象地域内の降水量の分布パターンが一定の規則に基づいており、各観測地点での観測値を用いれば全体の分布が定まるという仮定の下に推定が行われる。

この推定方法の具体例として、算術平均法、等雨量線法、ティーセン法、雨量・高度法が挙げられる（高瀬(1978)）。算術平均法とは、各観測地点における観測値の単純平均値を対象地域における平均降水量とみなす方法である。等雨量線法とは、観測値より等雨量線図を作成し、2本の線で表わされる等値の平均値に2本の等雨量線に囲まれた面積をかけて、雨量の最大値から最小値までの全値域に渡って合計する方法である。ティーセン法とは、各観測地点が各地点間の垂直2等分線で構成される凸多角形（ボロノイ多角形とも言う）によって囲まれた範囲を代表すると考える方法である。つまり、対象地域内の任意の地点における降水量は、その地点に最も近い観測地点での値と等しいとする方法である。雨量・高度法とは、観測地点の高度（標高）と降水量との関係曲線を求め、角高度に対応する面積を曲線から降水量の値にかけて合計する方法である。以上の他に、筆者は観測値点数は多くあるが、その測定精度にばらつきがあるような場合に適用するものとして、地域傾向面を用いた方法を試みている（内田(1986)）。

広域の降水量を推定する場合、その精度に大きな影響を与える要因の1つとして観測地点の密度が挙げられる。すなわち、降水量の分布は観測地点の分布に比べて小さなスケールで複雑に変化していることが通常であり、観測地点の密度が粗ければ粗い程、観測地点における観測値だけから対象地域全域の値を推定する際の誤差が大きくなると考えられる。樫根(1980)によれば、約30km² すなわち5.5km 平方に1個の雨量計を設置すれば一雨降水量については5%前後、月降水量

や年降水量についてはこれよりも良い精度で面積雨量の推定が可能であるとしている。またそこに示されている表より、AMeDAS観測点の分布密度であれば、推定誤差は10~20%程度となる。

このような観測地点の分布の密度による問題を解決するために、たとえば地形因子を考慮した推定が試みられているが、必ずしも十分な結果は得られていない（正務・柴田(1981)）。一方、降水量を河川の流出量を用いて推定する方法も用いられている。これは、河川の流出量は、流域内に降った降水から蒸発散による損失を差し引いた量に、さらに地形・地質の特性の影響を受けた結果として得られた量であることを利用したものである（たとえば、日野・長谷部(1985)）。ただしこの方法は、適用に際して精密な流量測定データが必要であり、そのために対象地域が限定されるという問題点を持っている。

（２） 蒸発散

蒸発散は、水面や地表面あるいは生物の組織を通して大気中へ水蒸気を輸送する過程である。水蒸気の輸送は同時に熱の輸送を伴うことから、蒸発散量の測定は水または熱のどちらかの動きに着目して行われる。水の動きに着目した測定方法として、水収支法、渦相関法が挙げられる。そして、熱の動きに着目した測定方法としては、熱収支法が挙げられる。

水収支法はさらに、測定対象全体が測定装置内に含まれるか含まれないかの違いにより大別できる。対象全体が含まれる例として、種々のライシメータ法、チャンバー法、計器蒸発計による方法が挙げられ、含まれない例としては流域水収支法が挙げられる。

ライシメータ法は、不透水性の容器の中に周囲と同じ土壌を詰め植物を配した装置を用いて、容器内の水分量の変化を測定する方法である。この方法はさらに測定の仕組みの違いにより、秤量法、フローティング法、定水位給水法、ウェィング法、水量測定法に分類される（大槻(1987)）。チャンバー法は、作物の地上部をチャンバーで被覆して通気を行い、通気する空気中の水蒸気圧の差と通気量から、蒸発散量を測定する方法である。計器蒸発計は、円筒形の容器内に溜めた水の水位変化から蒸発量を測定する装置であり、パン蒸発計とも呼ばれる。わが

国では、1965年まで口径20cm、深さ10cmの小型蒸発計による観測が全国の気象官署で行われてきたが、1966年1月1日以降は口径120cm、深さ25cmの大型蒸発計による観測が全国で12官署のみで行われるようになった（榎根(1980)）。流域水収支法は、推定した流域降水量と測定した地表流出量を用い、地下貯留量が無視できるような長期の期間を取って蒸発散量を求める方法である。また高瀬・丸山(1978)は、流域収支法を比較的短期の期間に適用することを試みている。ここで、流域水収支法は、計算に用いる降水量が前述のように推定されて求められていることから、この方法は測定法というよりも推定法であるとする方が適切であると考えられる。

渦相関法は、大気の乱流運動によって水蒸気が鉛直方向に輸送される状況を、非常に高速で測定できる測器によって観測された風と水蒸気を用いて求める方法である。地表近くの大気は、地表面の摩擦の影響を強く受け、その運動に乱れを生じさせる。このような乱れを表現するために、各要素を平均成分と変動成分とに分けて考える。すなわち、風の鉛直成分 w を $w = \langle w \rangle + w'$ 、水蒸気量（比湿） q を $q = \langle q \rangle + q'$ と表わすと、水蒸気の鉛直方向への輸送量 E は、

$$E = \rho \langle w' q' \rangle \quad (1.2.1)$$

として求められる。ここで、 ρ は空気の密度である。

渦相関法では、風および水蒸気を高速で測定しなくてはならず、以前は測器の性能がこの目的を満たすのに十分ではなかった。その後、風に関しては超音波風速温度計が開発され（Mitsuta(1966)）、また水蒸気に関しては熱電対乾湿計、赤外線湿度計、Lyman- α （紫外線）湿度計等が開発され、水蒸気輸送量の測定が試みられてきた（塚本・光田(1982)）。渦相関法は最も直接的に水蒸気輸送量を測定する方法であり、測定の精度が高ければその信頼度は高い。しかし、水蒸気の変動を高精度で測定することが現状では難しいために、試験的な研究を除けばこの方法はあまり適用されていない。

熱収支法は、地表面における熱のバランスを考え、蒸発散に対応する潜熱項を除く他の項を測定し、残差として潜熱フラックス量を求める方法である。地表面における熱収支式は、エネルギー保存則によって以下のように表わせる。

$$R_n = H + \lambda E + G \quad (1.2.2)$$

ここで、 R_n は地表面に入射する正味の放射フラックス量、 H は顕熱、 λ は単位質

量当りの水の気化熱、 E は蒸発散量（ λE で潜熱）、 G は地表面から地中への熱フラックス量である。以上の各項の中で、 R_n は日射計、放射計、アルベドメータ等を用いれば測定でき、また G は熱電対温度計を地中に埋めるような方法で測定が行える（たとえば、内嶋(1982)）。一方、 H は前述の渦相関法を適用すれば、以下の式で求めることができる。

$$H = C_p \rho \langle w' \theta' \rangle \quad (1.2.3)$$

ここで、 C_p は定圧比熱、 ρ は空気の密度、 w' と θ' は各々風の鉛直成分および温度の変動成分である。

顕熱項は、超音波風速温度計のような信頼度の高い測器を用いれば高精度で測定を行うことができるが、こうした測器は必ずしも一般的に普及しているとは言えない。そこで、顕熱の潜熱に対する比、すなわちBowen比（ $\beta = H / \lambda E$ ）を用いれば、潜熱は以下の式のように顕熱を直接測定することなく求められる。

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (1.2.4)$$

β の値は、他の方法によって推定されているが、その典型的な平均値は、熱帯海域で0.1、熱帯の湿ったジャングル地域で0.1~0.3、温帯の森林地域と草地で0.4~0.8、半乾燥地域で2.0~6.0、そして砂漠地域で10.0以上であるとされている（オーク(1981)）。

次に蒸発散量の推定法について述べる。大槻(1987)は蒸発散の推定法を経験法と物理モデルに分け、各々を更に細分類してまとめている。ここでは、大槻の分類に従い蒸発散の推定法の概略を述べることにする。ただし、大槻や他の文献における分類では、空気力学的方法が測定法として取り扱われているが、本論ではその経験的な性質より、推定法に属するものとする。ここで経験法として、放射法、温度法、湿度法、蒸発計法が挙げられ、空気力学法は湿度法の特殊な場合と考える。また物理モデルは、ペンマン法とその修正型の一連のモデルを指すものである。

放射法は、測定された放射量を変数とした1次回帰式によって蒸発散位を推定する方法である。ここで蒸発散位とは、地表面が十分に湿っている場合の蒸発散量を指し、地表面からの実際の蒸発散量とは必ずしも一致しない量である。放射法は回帰式の係数の求め方を工夫すれば、比較的精度の高い方法である。その1

例として、相対湿度と風速を係数を求めるための独立変数として加えたFAO放射法が挙げられる(Frevert et al.(1983))。

温度法は、適当な期間の平均温度を説明変数として、蒸発散位を求める方法であり、その代表的なものとしてBlaney and Criddle法およびThornthwaite(ソーンズウェイト)法が挙げられる。Blaney and Criddle法は、日照時間または日照率と平均温度とを組み合わせる方法である。ソーンズウェイト法は、月平均気温のみの関数として求める方法であり、非常に簡便な方法であるために、他の測定要素が乏しい場合にしばしば適用される方法である。ただし、ソーンズウェイト法は、冬から春にかけて過小、夏から秋にかけて過大に蒸発散量を推定するとされている。温度法による蒸発散量の推定の精度を高めるためには、放射法の場合と同様に湿度および移流の影響を考慮するような推定式の改良が必要である。

湿度法は、水蒸気の飽差(飽和水蒸気圧と実水蒸気圧との差)に適当な風速の関数を掛けて蒸発散位を推定する方法である。空気力学法は、飽和水蒸気の代わりに表面での水蒸気圧を用いて同様の式に適用したものであり、湿度法的一种と見ることができる。湿度法は、蒸発散量に影響を与える因子のうちの移流の効果を強く反映させたものであり、この方法だけからの推定では精度の点で問題が残る。したがって後述するように、湿度法は他の方法と組み合わせた形で用いられることが多い。

蒸発計法は、計器蒸発量に一定の係数を掛けて蒸発散位を求める方法であり、流域のような広域の蒸発散量を推定する場合にしばしば用いられてきた方法である。計器蒸発計には前述のように様々な大きさを持つ型が存在するが、同一条件の下では一般に口径の大きい蒸発計程大きい蒸発量を示す。また、計器蒸発量から蒸発散量に換算する際に採用される定数の値は、季節や土地利用の形態によって変化する。金子(1973)は口径20cmの小型蒸発計蒸発量に対する月毎の比の値を水田と水田以外について示した。それによれば冬期から春期にかけては水田と水田以外では比の値に差は無く、0.4~0.6の値を取り、夏期から秋期にかけては水田が1.0~1.4程度に達するのに対し、水田以外では0.7~0.9程度と水田に比較して小さい値となる。一方植原(1987)は、全国の河川の水収支を算定するために小型蒸発計蒸発量に一律0.65を掛けて蒸発散量を求めている。蒸発計法が広域

の蒸発散量の推定にしばしば用いられてきた理由は、推定精度が高いという点ではなく、それが簡便な方法でしかも長期間の観測に適していたためであると考えられる。したがって、蒸発計法によって広域の蒸発散量を推定する際には、観測地点の特徴と対象地域の土地利用・地形等の自然条件を十分に考慮することが重要であると考えられる。

ペンマン法は、熱収支法と空気力学的効果を表す湿度法とを組合せた方法であり、以下の式によって蒸発量が推定される（Penman(1948)）。

$$E_0 = E_e + E_v \quad (1.2.5)$$

ただし、

$$E_e = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_n \quad (1.2.6)$$

$$E_v = \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u)(e^* - e) \quad (1.2.7)$$

ここで、 E_0 はペンマンの可能蒸発量と呼ばれる量であり、熱収支に関する項 E_e 、空気力学的効果に関する項 E_v の和として表される。 Δ は飽和水蒸気圧曲線の気温 T における勾配、 γ は乾湿計定数、 Q_n は熱収支的に求められる蒸発のための有効エネルギー、 u は風速、 e^* は気温 T における飽和水蒸気圧、そして e は大気の水蒸気圧である。また、 E_0 は平衡蒸発量とも呼ばれる量である。

ペンマン法を修正して、植生からの実蒸発散量の推定を試みた代表的な方法としてモンティース法がある（Monteith(1973)）。モンティース法では、水蒸気の拡散速度に関係する葉の気孔抵抗を電気回路のアナロジーで考え、さらに植物群落全体の抵抗として取扱った値をペンマン型の推定式に採用している。モンティース法の問題点は、抵抗値を正しく評価することが難しい点にある。

以上の他にも、実蒸発散量を推定する試みとして補完関係式を用いた方法が提案されている（たとえば、Morton(1978,1983), Le Drew(1979), 大槻等(1984a), Kovacs(1987)）。これらは実蒸発散量とペンマンの蒸発散位との和が、Priestly and Taylor(1972)の可能蒸発量、すなわち、 $1.26E_0$ の2倍に相当するという関係式を基本とした方法である。いずれにしても、地表面が十分に湿った場合を除けば、実蒸発散量を理論的裏付けを持ち高い精度で推定する方法は未だに十分に確立されていないのが現状である（Morton(1984)）。

第3節 地形条件・土地利用と水文環境

水循環過程に及ぼす地形および土地利用の影響を理解することは、水文学における重要な課題の1つである。地形条件の水文環境に与える直接的な効果として、任意の地点における地表面の傾斜はその地点に入射する日射量と密接な関係を持ち、地表流出速度に及ぼす重力の作用とも関係を持つことが考えられる。そして、地形は地質構造が基礎となって表面へ様々な力が加わった結果の形状を表していることから、地中水の挙動と地形条件との間にも密接な関係が存在している。また、地形条件が気象現象へ及ぼす影響の結果生じる間接的な効果も考えられる。たとえば、気温が標高とともに低減することや地形が風の流れに乱れを生じさせるといった事項である。一方、土地利用の違いは地表の被覆物すなわち分光特性の違いに対応し地表面の熱収支に影響を与える。そして、植生で覆われた地域では、生育している植物の種類や成長段階によって降水の遮断量、蒸発散量、あるいは土壌中の水分量と植物の根からの吸収速度等が異なる。さらに農地では農業用、都市域では都市用の用排水システムが人工的に構築されるが、それらの水循環全体に与える影響も無視できない。

地形条件と土地利用とを比較すると、前者は大規模に人為的に改変されることは少ないのに対し、後者は大部分の地域において現在では人間による開発の結果としての形態を示している。すなわち、土地利用の分布は人間の手によって容易に変化させることが可能であり、土地利用の変化の結果水循環のパターンにも変化を生じさせることになる。また、土地利用の分布は地形条件による規制も受けると考えられることから、土地利用と地形条件とは全く独立なものとして考察を行うことは適切ではないであろう。以上のことから、今後の地域開発を進めて行く上で、開発に伴う水文環境の変化を適切に予測しておくことが重要であると考ええる。以下では、地形条件および土地利用と水循環との関係を項目毎にその概略を述べる。

最初に地表面の傾斜と日射量との関係を考える。地表面に入射する日射量は式(1.2.2)に示されていたように、顕熱、潜熱および地中への熱フラックスのエネルギー源となり、その変化は直接的に蒸発散量に影響を与える。地表面に入射す

る太陽からの直達日射量は、太陽定数が一定で途中経路の減衰率の差を無視すれば、地表面の法線と地表面から太陽を結ぶ線の成す角度の余弦に比例する。すなわち、地表面の傾斜角と方向とが地表面におけるエネルギー収支を考える上で重要となる。このような地表面の傾斜の影響の実測例をオーク(1981)が示している。その中で興味深いのは、入射量に対する各項の比が一定でなく、南向き斜面においては北向き斜面に比べて2倍程度のBowen比を持つような例が示されている点である。ところで、地表面に入射する全天日射量は直達成分だけではなく、天空での散乱成分、地表面から受ける成分が考えられる。その具体的な推定方法が、たとえば古藤田(1986)によって示されているが、これら3成分の比の値も斜面の傾斜の影響を受けるものである。

地形の効果を流出現象から見ると流出係数（または流出率）、すなわち総降水量に対する流出量の比は、同程度の流域の面積と形状とを持つ地域を比較すれば、傾斜が急な地域ほど大きな値となる。これは重力の作用により流れる水の速度が大きくなるために降水から流出に至るまでの時間が短くなり、したがって蒸発散による損失量が小さくなるためである。

一方、地形の効果は、降水量、気温、風等の気象要素にも影響を及ぼす。たとえば、斜面方向の違いによる日射量の地域差は気温の地域差をもたらすだけではなく、それに伴う局地的な大気対流現象を生じさせる。こうしたことに加えて、地形が障害物となって風の流れを変えることもあり、降水雲を生成するための上昇気流の分布と結果的に生じる降水の分布に地形が大きく影響を及ぼしている。様々な地形因子を用いた説明も試みられている（たとえば、正務・柴田(1981)）が、地域間の差が大きく、広域に渡って一般化することは現状では困難である。

土地利用と水文環境との関係を調べるために、大別して2種類のアプローチがある。1つは、土地利用を構成する個々の植生や被覆物に着目し、エネルギーの流れとの関係を調べることであり、他方は森林の減少や都市化（宅地化）といった土地利用の変化に対応する水文環境、特に水循環の変化について調べることである。作物を栽培している耕地や植林された森林では、同一種で構成される均質な植生が広がっている。そこでは適当な地点において測定された熱や水の流れがその作物や樹種に固有のものと考えることが可能であろう。以下では、個々の植生に関するエネルギーの流れの事例研究を最初に示し、次に都市域での問題、そして

土地利用の変化に対応する熱や水の流れの変化について述べることにする。

植生タイプ毎のエネルギーの流れに関しては、Monteith編'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2 (1976) にまとめられている。その中で熱収支に大きく影響を与えるアルベドと潜熱あるいは蒸発散に係る部分についての概略は以下の通りである。

温帯の穀類（ここでは小麦を中心に考える）の場合、アルベドは 0.2 程度であり、その日変化は太陽高度が低くなる時間帯では値が大きくなる。日中の蒸散率は土壌水分とポテンシャルによって変化するが、 $0.2 \sim 0.4 \text{ kg/m}^2 \cdot \text{hr}$ である (Denmead (1976))。

稲の場合、アルベドは成長段階によって浅水のアルベドに対応する 0.08 から完全に被植した状態の 0.22 まで変化するが、この場合も小麦の場合同様に太陽高度が低くなれば値が大きくなる。成長した段階では、水田およびとうもろこし畑における潜熱フラックス量は入射する正味放射量の約 80% に達している。蒸発散量は日本の場合、蒸発量が成長と共に減少し蒸散量は成長と共に増加するという対称的な変化を見せ、その合計は $4 \sim 6 \text{ mm/day}$ に達する (Uchijima (1976))。

バレイショの場合には、その蒸散量は $400 \sim 500 \text{ g/m}^2 \cdot \text{hr}$ 程度であり、てんさいの場合には、晴天日の 12 時間当りの潜熱フラックス量は $12 \sim 20 \text{ MJ/m}^2$ である (Brown (1976))。

ひまわりの葉の反射率は赤外域で非常に高くなるが可視域では 20~25% 程度であり、夏の日中におけるひまわりからの潜熱フラックスは $250 \sim 500 \text{ W/m}^2$ の範囲の日変化を示す (Saugier (1976))。成長した綿花の場合アルベドは、可視域において 0.066、近赤外域において 0.370 であり、これらを合せた波長域では 0.218 である。綿畑からの日平均した潜熱フラックス密度は気象条件や灌漑条件にもよるが、開花から結実までの期間で多く $150 \sim 180 \text{ WW/m}^2$ に達し、その前後では $70 \sim 140 \text{ W/m}^2$ 程度である (Stanhill (1976))。

牧草の 1 種 (Townsville stylo) の場合、日中の潜熱フラックス密度は $400 \sim 600 \text{ W/m}^2$ という測定例が示されている (Rose et al. (1976))。

針葉樹林に関して、アルベドは松の各種やダグラスもみの場合 0.08 から 0.14 であり、とうひの場合にはばらつきが大きくなり 0.04 から 0.15 である。針葉樹林の場合も太陽高度が低くなるとアルベドの値が大きくなるが、その変化率は樹種や

天候状態によって異なる。針葉樹林域におけるBowen比の測定例を見ると、樹冠が乾いている場合には0.1から1.5の間、樹冠が湿っている場合には-0.7から0.4の間にあるが、少数の例ではさらに大きい値を示している(Jarvis et al. (1976))。

落葉樹林のアルベドは季節変化することが考えられるが、その変化の範囲はかば・ポプラ林の場合0.08~0.28、かし林の場合0.09~0.20である。この場合も太陽高度の影響を受け、太陽高度が30°以下になればアルベドの増加が明確になる。かし、ポプラ、かえで林の場合、月間の潜熱フラックス量は夏期において400MJ/m²程度、秋期には100MJ/m²あるいはそれ以下の値となる(Rauner(1976))。

かんきつ果樹園(オレンジ)の場合、アルベドは秋期に0.16、若葉の時期には0.32となっている。蒸発量は冬期において月間20~30mm程度、夏期において100~150mm程度であり、年間蒸発量のクラスA計器蒸発量に対する割合は38~66%の値が報告されている(Kalma and Fuchs(1976))。

スワンプすなわち湿地帯においては、アルベドは22%、蒸発量は気象条件に大きく左右されるが、夏期においては計器蒸発量よりも大きな値が測定されている(Linacre(1976))。草地のアルベドは、日中は0.15~0.18であり、太陽高度の低くなる朝夕には0.2を越える値となる。潜熱フラックスは盛夏には正味放射量の約70%あるものが秋期には約50%に低下する(Ripley and Redmann(1976))。

ツンドラの場合、雪水で覆われている時期と覆われていない時期の間では、アルベドの値に非常に大きな差があり、植生(葉)の広がり、すなわち蒸散量もまた大きな差がある(Lewis and Callaghan(1976))。

以上の他に内嶋(1982)は、各種表面のアルベドについてまとめている(表1.3.1)。その後も各種植生に関するエネルギー収支や蒸発散量の算定の試みは続けられており、わが国においてはヒノキ林(服部等(1986))、松林(Sugita(1987))等が、その他では熱帯林(Calder et al. (1986))等が対象として取扱われている。

ところで、近年の土地利用の変化の傾向の1つとして都市的土地利用の拡大が挙げられる。都市域では、自然地域とは異なった水文環境となる。すなわち、都市水文の特徴として、他地域からの水道などの用水の導入、排水溝などの排水施

表1.3.1 各種表面のアルベド（内嶋(1982)）

| | 作 物 | アルベド | | 作 物 | アルベド |
|--------|----------|-----------|----------|----------|-----------|
| 個 葉 | トウモロコシ | 0.29 | 林 地 | 落葉樹林 | 0.18 |
| | タバコ | 0.29 | | 針葉樹林 | 0.16 |
| | キュウリ | 0.31 | | 熱帯多雨林 | 0.13 |
| | トマト | 0.28 | | マングローブ林 | 0.12 |
| | カシ | 0.30 | | オレング園 | 0.16 |
| | ニレ | 0.28 | | | |
| 耕 地 | 水田 | 0.17~0.22 | 地面・水面・雪面 | 砂地（乾） | 0.3~0.4 |
| | コムギ畑 | 0.26 | | " （湿） | 0.2~0.3 |
| | サトウキビ畑 | 0.15 | | 灰色土（乾） | 0.25~0.3 |
| | オオムギ畑 | 0.23 | | " （湿） | 0.10~0.12 |
| | ビート畑 | 0.26 | | 黒土（乾） | 0.14 |
| | トウモロコシ畑 | 0.18 | | " （湿） | 0.08 |
| | タバコ畑 | 0.24 | | 水面（夏） | 0.09 |
| | キュウリ畑 | 0.26 | | " （冬） | 0.06 |
| | ラッカセイ畑 | 0.17 | 動物 | 新雪 | 0.75~0.95 |
| | パインアップル畑 | 0.15 | | 汚れた雪 | 0.4~0.5 |
| | 牧草畑 | 0.25 | | 牛 | 0.11~0.17 |
| | バレイショ畑 | 0.19~0.27 | | 羊(刈毛前) | 0.26 |
| | | | | 羊(刈毛後) | 0.42 |
| | | | | ユーラシア人 | 0.35 |
| | | | | ニグロイド人 | 0.18 |

* 耕地・林地・地面・雪面のアルベドは日平均値。

設の普及、そして地表面が不透水地域となることが列挙される（新井(1987)）。地表面が不透水性となると、地表面からの蒸発量と地中への浸透量は減少し、地表流出量が増加する。また、井戸水の揚水による影響も加わり地下水量は一般に減少するが、用水や排水管からの漏水の影響も無視できない場合がある。都市的土地利用の拡大が水循環を変容させた結果、水害が頻発するようになったり（高橋(1986)）、あるいは水質も問題を生じるようになってきている（押田(1982)）。そこで、元の自然地域における水循環を見直して今後の水資源問題に生かそうとする提言も出されてきている（高橋(1988)）。

そこで、土地利用の変化が水文環境に及ぼす影響について考える。Baumgartner (1984)はグローバルなスケールから森林面積の変化が水文環境に及ぼす影響について評価を行った。それによると、森林の面積は全地球表面の約10%に過ぎない

が、その約半分は蒸発散量の大きい熱帯地域に存在し、しかも熱帯地域ではかなりの割合の降水がその地域の属する流域内からの蒸発散によって補給されていることから、森林面積の変化は地球全体の水文環境に重大な影響を及ぼすことを示している。また、Mather(1984)は、農地や林地の宅地化によって地表流出量が増大する現象に関して考察を行っている。ところで、植生の変化の水循環に与える影響を調べるための実験が多く、試験流域において実施されているが、それらのうちの94流域の実験結果をBosch and Hewlett (1982)がまとめている。それによると、針葉樹およびユーカリ林の場合には、被覆面積の10%の変化によって流出量が40mm程度増加し、落葉樹の場合には25mm程度、低木や草地の場合には10mm程度の増加が認められる。ただし、流域間のばらつきはかなり大きく、一律の値を用いることには問題はあるが、森林の面積の減少に応じて流出量が単調増加することは確実である。

本節の最後として、我が国の試験流域において得られた年間の蒸発散量について述べておく。金子(1973)は13の試験流域において水収支法を用いて蒸発散量を求めた結果をまとめている。その値は表 1.3.2に示した通りである。この結果から、高冷地を除いた里山程度の林地を主とする流域では年間蒸発散量の標準値は北海道 500mm, 東北 600mm, 関東以西の日本中央部700~800mm, 瀬戸内800~900

表1.3.2 試験地の年流出量および年蒸発量（金子(1973)）

| 試験地 | 流域面積 (ha) | 降水量 (mm) | 流出量 (mm) | 蒸発散量 (mm) | 観測年数 |
|------------|--------------|-------------|-------------|--------------|------|
| 北海道 上川(南谷) | 573 | 1442 | 993 | 449 | 10 |
| 山形 釜淵(1号) | 3.06 | 2616 | 2017 | 599 | 8 |
| (2号) | 2.48 | 2616 | 2075 | 541 | 8 |
| 岩手 御明神演習林 | 34.2 | 1840 | 1062 | 778 | 9 |
| 茨城 太田 | 16 | 1646 | 843 | 803 | 6 |
| 愛知 演習林(A) | 1067 | 1785 | 892 | 893 | 10 |
| 岡山 高島(南谷) | 23 | 1144 | 333 | 811 | 11 |
| 群馬 宝川(本流) | 1906 | 3663 | 3117 | 546 | 10 |
| 宮崎 去川(1号) | 6.56 | 3079 | 1968 | 1111 | 5 |
| 岩手 御明神(A) | 2.83 | 1552 | 1012 | 540 | 1 |
| 埼玉 逆川 | 358 | 1684 | 832 | 852 | 3 |
| 広島 立花 | 22 | 1240 | 503 | 737 | 1 |
| 大阪 鳴川 | 86 | 1448 | 545 | 903 | 2 |

なるとしている。また、植原(1987)が蒸発計法を用いて推定した値は、前述の値に比べて北海道・東北でやや多く、他の地域においてはやや少なく見積っている。さらに、鈴木・福寫等は滋賀県に位置する試験流域において水収支の観測を行ってきているが、そこで求められた年間蒸発散量の値は580~760mmを示している(鈴木・福寫(1976), 福寫等(1978), 福寫等(1981), 福寫・鈴木(1986), 鈴木等(1987))。一方、Suzuki and Fukushima(1985)は、滋賀県を対象に日射、気温、降水量、植生、降雪を考慮した約1 km×1 kmのメッシュ毎の月間蒸発散量の推定を行っている。以上のように様々な形で広域の蒸発散量の推定が試みられているが、その推定精度に問題が無いわけではない。より高精度の推定を行うためには近年開発されてきた新しい測器を導入することが有効である。そこで、大規模な観測プログラムが実行されている(たとえば、André et al.(1986))が、今後もこうした総合観測を様々な地域で行うことが水文環境の理解のために必要である。

第2章 基礎資料の特徴

第1節 リモートセンシングデータの特徴

リモートセンシングとは、計測対象から離れた位置に計測装置を設置して対象物の計測を行うことである。リモートセンシング計測装置の代表的なものとして、各種のレーダや航空機または人工衛星に搭載した地表面あるいは被覆物を計測するセンサが挙げられる。これらのうち本節では、人工衛星に搭載されたセンサを中心に、センサ自体とセンサによって得られるデータの特徴について述べることにする。

リモートセンシングのセンサは動作面の特徴から、能動的（アクティブ）なセンサと受動的（パッシブ）なセンサとに区分できる（松野(1974)）。能動的なセンサとはセンサ自身がエネルギーを送信し、計測対象物との間で相互作用した結果を受信信号として捕らえるセンサである。また、受動的なセンサとはセンサ自身からはエネルギーを送信せず、自然界に存在する各種の輻射エネルギーを受信信号として捕らえるセンサである。

人工衛星に搭載されたセンサの中で能動的なセンサの例は1978年6月に打ち上げられた Seasat 衛星の合成開口レーダ（SAR: Synthetic Aperture Rader）が挙げられる。合成開口レーダとは、幅を持ったパルスの送信中に衛星本体が動くことを利用して、受信アンテナの開口長を大きくしたものと同じ効果を得るようにしたレーダである。Seasat SARは短期間しか活動しなかったが、その修正型のセンサがスペースシャトルに搭載され観測を行った。これらのセンサはいずれも波長23.5cmのマイクロ波を用いている。人工衛星によるリモートセンシングデータの中で幅広く活用されているのは、受動的なセンサによって観測されたデータであるが、その内容に関しては後述することにする。

人工衛星によるリモートセンシングデータの持つ有効な特性は、それが短時間に広範囲に渡る均質な情報を提供している点である。人工衛星は航空機と比べてはるかに高高度を軌道としており、同じ視野角を持つセンサを搭載しても、広い面積の情報を得ることができる。ただし、空間的分解能はプラットフォームの高度が高くなるほど低下するため、目的に応じた使い分けが行われなければならない。

い。

地球観測用の人工衛星は、その軌道のタイプによって静止衛星と極軌道衛星の2種類に大別できる。静止衛星とは、地球の自転と同じ角速度で赤道上空を西から東に飛んでいる人工衛星であり、その軌道位置は見かけ上赤道上空に静止しているように見える。一方極軌道衛星とは、北極南極両極の上空を通過するような軌道を持つ人工衛星であり、人工衛星が1周する間に地球が自転することを利用して、地球の全表面を探索することが可能な衛星である。静止衛星の軌道高度は地上約36,000kmであり、極軌道衛星の軌道高度は約700~1,500kmである。センサの短時間に探索する面積は空間分解能と対応しており、静止衛星の場合は1~5km程度の分解能で約100万km²の面積を探索するのに対し、極軌道衛星の場合は10~100mの分解能で約1,000~1万km²のオーダの面積を探索する。

極軌道衛星の軌道の例として、ここでLANDSATおよびフランスの打ち上げた人工衛星SPOT (Système Probatoire d'Observation de la Terre) について述べる。各衛星の軌道に関する主な定数は表 2.1.1に示した通りである。表より、軌道高度は衛星による差が見られるが、周期は互いに非常に近い値であることがわかる。また、回帰日数とは人工衛星が周回を繰り返す内に、地表面から相対的にみて同一の位置に戻ってくるのに要する時間である。すなわち、各人工衛星は回帰日数で示された日毎に同一の地域を同時刻に観測を行えるように設計されている。

人工衛星によるリモートセンシングデータの持つ他の特性として、それがスペースシャトルのような有人衛星において撮られた写真のような例を除いてデジタル化されたデータという点である。すなわち、各センサによって測定された信号は、その強度に従って6~10bit程度に分割された階級値(階級値の分解能を

表2.1.1 極軌道衛星の軌道定数

| 項 目 | LANDSAT 1, 2, 3 | LANDSAT 4, 5 | SPOT |
|------|-----------------|--------------|-------------|
| 高 度 | 9 2 0 k m | 7 0 5 k m | 8 3 2 k m |
| 周 期 | 1 0 3 m i n | 9 9 m i n | 1 0 1 m i n |
| 回帰日数 | 1 8 d a y s | 1 6 d a y s | 2 6 d a y s |

ダイナミックレンジと言う)が与えられ、その情報が地上の受信局に向けて送信される。このようにデジタル化されたデータは、計算機処理を行うことに適している。これに対して通常の写真のようなアナログデータを計算機を用いて処理を行う場合には、データのデジタル化の手順が必要となる。

人工衛星に搭載された各センサは、バンドと呼ばれる特定の波長域を持っている。バンド数と各々のバンドの波長域は、各センサに固有のものである。たとえば、静止衛星GMS (Geostationary Meteorological Satellite :ひまわり)には2個のバンドがあり、一方の波長域は $0.5\sim 0.75\mu\text{m}$ 、空間分解能は衛星直下で1.25km、ダイナミックレンジは6bitであり、他方の各々の値は $10.5\sim 12.5\mu\text{m}$ 、5.0km、8bitである(加藤(1983))。前者のバンドは波長域の大半が可視域($0.4\sim$

表2.1.2 極軌道衛星のバンド特性

| センサ名 | バンド名 | 波長域(μm) | I FOV(m) | ダイナミックレンジ(bit) |
|------|------|----------------------|-----------------|----------------|
| MSS | 4 | $0.5\sim 0.6$ | 79×79 | 7 |
| | 5 | $0.6\sim 0.7$ | 79×79 | 7 |
| | 6 | $0.7\sim 0.8$ | 79×79 | 7 |
| | 7 | $0.8\sim 1.1$ | 79×79 | 6 |
| TM | 1 | $0.45\sim 0.52$ | 30×30 | 8 |
| | 2 | $0.52\sim 0.60$ | 30×30 | 8 |
| | 3 | $0.63\sim 0.69$ | 30×30 | 8 |
| | 4 | $0.76\sim 0.90$ | 30×30 | 8 |
| | 5 | $1.55\sim 1.75$ | 30×30 | 8 |
| | 6 | $10.4\sim 12.5$ | 120×120 | 8 |
| | 7 | $2.08\sim 2.35$ | 30×30 | 8 |
| HRV | 1 | $0.50\sim 0.59$ | 20×20 | 8 |
| | 2 | $0.61\sim 0.68$ | 20×20 | 8 |
| | 3 | $0.79\sim 0.89$ | 20×20 | 8 |

0.7 μm)にあるため可視バンド、また後者のバンドは地表から輻射する長波放射のスペクトルの主要部分を含んでいるために熱赤外バンドと呼ばれる場合がある。

つぎに、極軌道衛星 (LANDSATおよびSPOT) のバンドを示したものが表2.1.2である。表中、センサ名のMSSは Multi-Spectral Scanner、TMは Thematic Mapper、HRVはHigh Resolution Visibleの略であり、各々LANDSAT 1~5号、LANDSAT 4~5号、SPOTに搭載されたセンサである。また、IFOVは瞬時視野角 (Instantaneous Field Of View) を指し、これは空間的分解能に対応する。バンドの意味については、たとえば星 (1985a) はTMの各バンドの主な目的を、バンド 1は沿岸水域の分析、バンド 2は植生生育の調査、バンド 3はアルベド吸収作用、バンド 4はバイオマスの調査、バンド 5は植生の活力の調査、バンド 6は温度分布情報の抽出、そしてバンド 7は熱水・変質

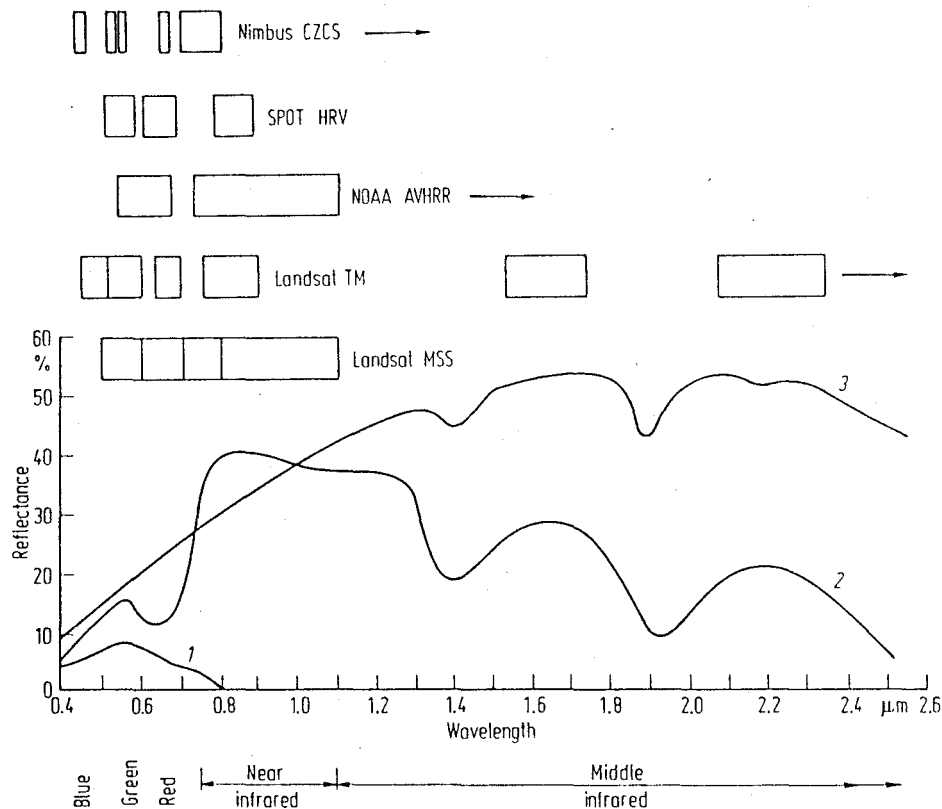


図2.1.1 可視域から中赤外域における地表物の分光反射特性 (1:水域, 2:植生, 3:土壌). 衛星搭載センサのバンドの範囲を合せて表示してある (Richard (1986)).

地の判別、というようにまとめている。

各バンドの放射強度特性は、上述のように様々な情報の指標となるが、複数のバンドデータを用いればさらに詳細で精密な情報の抽出が可能である。複数のバンドデータを用いれば図2.1.1 (after Richards (1986)) に示したように波長に対する反射特性が被覆タイプ毎に異なっている点に着目して被覆分類を行うことができる。このような性質を特定の分野に応用するとさらに詳細な調査が可能である。たとえば、農業に関しては(高畑(1974)) 作物の種類、成長過程、病虫害による被害等の違いによる分光反射特性が調べられており、リモートセンシングデータを分類して各作物の作付面積の推定や病虫害の被害状況の調査を行うことが可能である。また、土壌に関しては(福原(1974))、土壌有機物、水分、鉄化合物、粒土、あるいは母材の性質によって特徴的な分光反射特性が示される。そこで、複数バンドの分光データを用いて農業開発の適地選定のための土壌の評価を行ったり、あるいは土壌水分量を見積ることが可能となる。

リモートセンシングデータは画素毎に複数バンドの分光データを有しており、これらのデータは画素の分類や特徴抽出に用いられる。複数バンドの分光データを用いて画素の分類を行う方法は、教師なし分類法と教師つき分類法とに大別される。また、特徴抽出を行うためには主成分分析や周波数分析(主としてフーリエ解析)がバンドデータに適用される。

教師なし分類法とは、各バンドデータを変数データとして捉え、多変量解析の1手法であるクラスタ分析等を適用して、適当な個数のクラスタに画素を統計的に分類する方法である。クラスタ分析法は、クラスタ間の距離(類似度)の定義の仕方の違いによって、最短距離法、最長距離法、群平均法、重心法、メジアン法、ワード法がある(田中・脇本(1983))。教師なし分類法の特徴は、分類項目毎の情報を予め与えることなく分類を行う点にあり、現地調査を実施していなかったり、あるいは調査を実施することが困難であるような地域に適用される方法である。したがって、本方法によって分類された項目(クラスタ)は、必ずしも土地被覆の分類項目として適さない場合がある。たとえば、様々な土地被覆が混在しているような場合も1個のクラスタとして分類される場合が生じ得る。

一方、教師つき分類とは、各分類項目に対応するバンドデータの統計量を予め与えておき、各画素がどの項目に属するかを識別して分類を行う方法である。松

尾等(1983ab)は、教師つき分類の各識別手法の理論的考察を行い、ついで識別手法のうち最尤識別法、線形識別関数法、ユークリッド距離法、標準ユークリッド距離法、識別カテゴリー別標準ユークリッド距離法の5手法について土地利用等の識別結果を事例に検討を行っている。教師つき分類法において予め与えられる統計量は教師データまたはトレーニングデータと呼ばれる。教師データは、分類項目毎に一義的に与えられているのではなく、画像毎に適当に抽出して与えられるデータである。それは、分光反射特性は項目毎に固有のものであっても、実際にセンサーが受信する放射強度は、観測条件によって変化する諸要素との間での相互作用の結果であることによる。

リモートセンシングデータから各種の分類図を作成したり、あるいは様々な特徴量の抽出や面積等の計測を行うためには、前処理と呼ばれる一連の処理を施す必要がある。前処理には各種の歪みを補正する一連の処理が含まれる。筑波大学学術情報処理センターにおいて開発が進められてきたリモートセンシング画像データ解析システム' TSUKUSYS ' (星(1985b))は、前処理としてシフトノイズの除去、解析領域の抽出、スキャンラインノイズ除去、幾何補正、正規化に関する処理が組み入れられている。シフトノイズとは、画像上のあるラインの画素が一様にカラム方向にずれているようなノイズを指し、スキャンラインノイズとは、センサの感度の不均質性によって生じる数ライン毎に繰り返される感度の強弱を指している。幾何補正とは、元の画像の持つ幾何学的な歪みを補正し、定められた地図投影法(ここではユニバーサル横メルカトル(UTM)法)に準拠した画像を作成することである。そして正規化とは、各バンドの画像のコントラストを強調して視覚的に識別するのが容易となるように、指定した平均値と標準偏差を持つような正規分布に画像データの濃度変換を行うことである。

上述の' TSUKUSYS ' は、主としてLANDSAT・MSSデータの解析を目的として設計されたシステムであり、最大500カラム×512ラインの大きさを持つ前処理されたりリモートセンシングデータの分類が実行できる。本研究では、' TSUKUSYS ' を用いてLANDSAT・MSSデータから土地被覆分類を行い、それを各種の土地利用に対応付けて以降の計算処理を行うことにする。

第2節 国土数値情報の概要

国土数値情報とは「地形、土地利用、公共施設、道路、鉄道、行政界、都市計画区域等の国土に関する地理的情報を数値化し、磁気テープ等に記録したもの」（国土庁計画・調整局(1987)）であり、昭和49年の国土庁発足以来主として建設省国土地理院によってその整備が進められている。現在までに整備された国土数値情報の項目の一覧は、表 2.2.1に示した通りである。表に示されているように、情報項目は(i)自然条件に関するもの、(ii)法規制指定地域等に関するもの、(iii)施設等に関するもの、(iv)経済・社会に関するもの、の4種類に大別される。本研究では、自然条件に関するものに属する地形情報の最も基本的な要素である標高データを用いている。そこで以下では、標高データを含め各数値情報の地図との対応を表す地域メッシュと標高データの詳細について説明を行う。

国土数値情報では、一定の緯線と経線によって区画したものを標準地域メッシュとして設定している。標準地域メッシュには、面積の大きいものから第1次地域区画（1次メッシュ）、第2次地域区画（2次メッシュ）、第3次地域区画（3次メッシュ）とあり、それらの位置関係は後述するように階層的な構造を持っている。各標準地域メッシュの範囲を具体的に表すと以下の通りである。

1次メッシュは、緯度差40分、経度差1度で区画された範囲にあり、これは20万分の1地勢図の大きさに相当する。2次メッシュは、1次メッシュの縦横を8等分したもので、緯度差5分、経度差7分30秒で区画された範囲であり、これは2万5千分の1の地形図の大きさに相当する。3次メッシュは、2次メッシュの縦横を更に10等分したもので、緯度差30秒、経度差45秒で区画された範囲であり、その大きさは約1km×1kmである。ちなみに日本全国は約38,6400の3次メッシュで覆われている（建設省国土地理院(1979)）。標準地域メッシュは緯線と経線によって区画されたものであるため、メッシュの実面積は縮尺によって異なる。すなわち、札幌付近のメッシュの面積は鹿児島付近のメッシュの面積に比べて約16%小さい。

各標準地域メッシュには、その位置を同定するためのコードが付けられている。メッシュコードは、順に4桁の1次メッシュコード、2桁の2次メッシュコード、

表2.2.1 国土数値情報の情報項目一覧表

その1

(国土庁計画・調整局(1987))

| 項 目 | | 内 容 | 計 測 法 | 原 資 料 |
|------------|------|----------------------------|--|--------------------------------|
| 自然条件に関するもの | 海岸線 | 海岸線の位置座標(市区町村別、管理者別、海岸区分別) | 座標測定法 自動色彩判別法 | 地形図 空中写真 |
| | | 海岸線延長 | 各3次メッシュ内の海岸線の市区町村別、管理者別、海岸区分別延長 | 海岸線の位置座標データを用いて加工したもの |
| | 地形 | 標高 | 各3次メッシュを縦横4等分する方眼(1/4細分方眼)の16個の格子点での標高値 | 基準区画法 地形図 |
| | | 山岳標高 | 山頂の標高値 | " |
| | | 平均標高 | 各3次メッシュの平均標高値(各3次メッシュ内の標高計測点の標高値の平均値) | 1/4細分方眼標高データを用いて加工したもの |
| | | 最高標高 | 各3次メッシュの最高標高値(各3次メッシュ内の標高及び山頂の標高値の最大のもの) | " 標高、山岳標高データ |
| | | 最低標高 | 各3次メッシュの最低標高値(各3次メッシュ内の標高値の最小のもの) | " 標高データ |
| | | 起伏量 | 各3次メッシュの起伏量(各3次メッシュの最高標高と最低標高の差) | " 最高標高、最低標高データ |
| | | 傾斜量 | 各3次メッシュの1/4細分方眼格子点での最大・最小傾斜方向(8方向表示)と傾斜度 | " 標高データ |
| | 土地分類 | 表層地質 | 各3次メッシュの岩石区分(40分類)、硬さ、地質時代、断層有無 | 基準区画法 20万分の1土地分類図(国土庁) |
| | | 地形分類 | 各3次メッシュの地形分類(24分類) | " |
| | | 土 壌 | 各3次メッシュの土壌分類(49分類) | " |
| | | 谷 密 度 | 各2倍統合メッシュの谷密度(2倍統合メッシュの区画線を切る谷線の個数) | " |
| | 湖沼 | 湖 沼 | 短辺100m以上の湖沼(貯水池を含む)湖岸線の位置座標 | 座標測定法 自動色彩判別法 地形図 |
| | | 湖沼面積 | 各3次メッシュ内の各湖沼の面積 | 湖岸線の位置座標データを用いて加工したもの 湖沼データ |

その2

| 項 | 目 | 内 | 容 | 計 測 法 | 原 資 料 |
|----------------|-----------|--------------------|--|-------------------------------------|---------------------------------|
| | 流域等 | 河川流路・流域 | 流路、流域、水文観測所等の位置座標等 | 座 標 測 定 法 | 地形図、河川区域図、指定台帳 |
| | | ダム | ダム等の位置、規模、目的、管理者等 | " | 地 形 図 ダ ム 便 覧 |
| | | 砂防指定地 | 砂防指定地の位置座標 | 自動色彩判別法 | 地形図、河川区域図、指定台帳 |
| | 土地利用 | 土地利用 | 各3次メッシュの土地利用分類(15分類)別面積 | 自動色彩判別法 | 地 形 図 空 中 写 真 |
| 法規制指定地域等に関するもの | 行政界 | 行政界 | 市区町村の境界線の位置座標 | 座 標 測 定 法 | 地形図、官報 |
| | | 市区町村面積 | 各3次メッシュ内の各市区町村の面積 | 行政界位置座標データを用いて加工したもの | 行政界データ |
| | 指定地域 | 開発振興 | 首都圏、中部圏、近畿圏、過疎地域、工業再配置誘導地域、新産業都市、工業開発地区、豪雪地帯、特殊土地帯、台風常襲地帯、振興山村、離島振興地帯、農業振興地域、地方生活圏、広域市町村圏の指定について各3次メッシュ毎の指定の有無 | 基 準 区 画 法 政 区 画 測 定 座 標 測 定 法 | 現行法令輯覧、5万分の1土地利用基本計画図、首都圏計画図等 |
| | | 都市計画 | 都市計画区域、市街化区域及び市街化調整区域の位置座標等 | 座 標 測 定 法 | 都市計画図 5 万分の1 土地 利用基本計画図 |
| | | 自然公園 自然環境 保全 | 国立公園、国定公園、都道府県立自然公園、原生自然環境保全地域自然環境保全地域の位置座標等 | 座 標 測 定 法 | 5 万分の1 土地 利用基本計画図 首都圏計画図等 |
| | | 農業森林 | 農業地域、森林地域の位置座標 | 座 標 測 定 法 | 5 万分の1 土地 利用計画図 |
| | | 鳥獣保護 | 鳥獣保護区の指定について各3次メッシュ毎の面積等 | 座 標 測 定 法 | 環境庁資料 |
| | 施設等に関するもの | 道 路 | 各種道路・関連施設の位置座標等 | 座 標 測 定 法 | 地 形 図 各種道路管内図 |
| | | 道路密度 | 幅員別の道路密度(3次メッシュの区画線を切る道路の本数、推計面積) | 基 準 区 画 法 | 現 地 調 査 資 料 |
| | | 鉄 道 | 鉄道及び関連施設の位置座標等 | 座 標 測 定 法 | 地 形 図 国鉄・民鉄資料 |

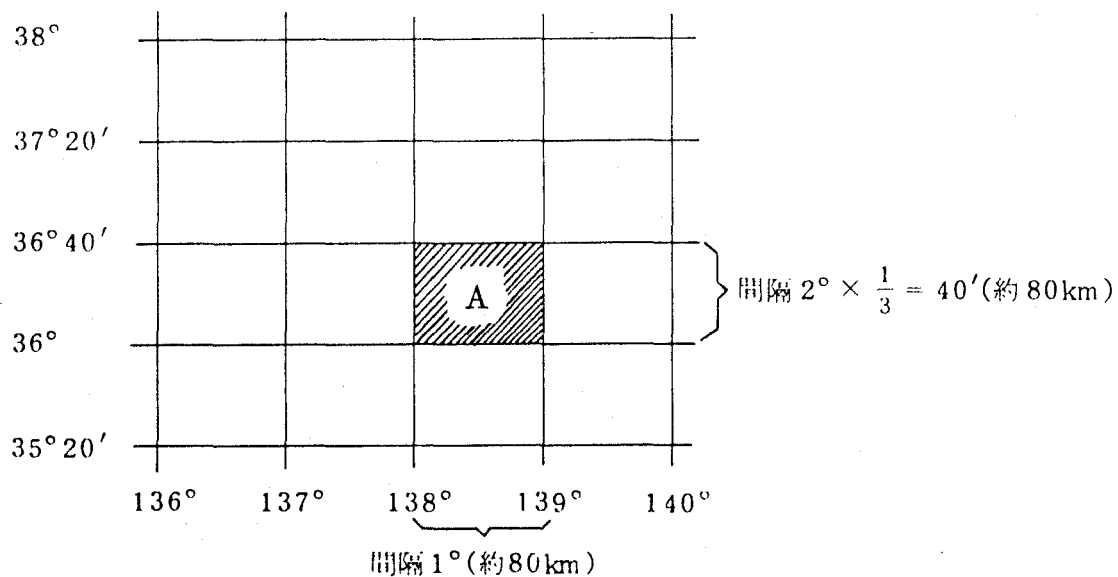
その3

| 項 目 | | 内 容 | 計 測 法 | 原 資 料 |
|-------------|--------|----------------------------------|-----------|-----------------|
| 経済・社会に関するもの | 公施設 | 各種公共施設の位置座標、名称、住所等 | 座 標 測 定 法 | 地方公共団体による調査資料 |
| | 文化財 | 史跡、名勝、天然記念物及び埋蔵文化財の位置座標 | 座 標 測 定 法 | 全国遺跡地図(文化庁) |
| | 文化財 | 各3次メッシュ内における文化財が所在する1/10細分方眼数の割合 | 基 準 区 画 法 | " |
| | 地価公示 | 地価公示標準地の位置及び公示地価等 | 座 標 測 定 法 | 地 価 公 示 (国 土 庁) |
| 経済・社会に関するもの | 農業センサス | 各種人口、経営地面積、家畜頭数、生産量等 | 基 準 区 画 法 | 農業センサス(農 水 省) |
| | 商業統計 | 商店数、従業者数、年間商品販売額等 | 基 準 区 画 法 | 商 業 統 計 (通 産 省) |
| | 工業統計 | 工業出荷額、工場面積等 | 基 準 区 画 法 | 工 業 統 計 (通 産 省) |

2桁の3次メッシュコードの計8桁で表される。1次メッシュコードは、前2桁が緯度に関するコードであり、そこにはメッシュの南西端の点の緯度を1.5倍した数字が与えられ、後2桁が経度に関するコードであり、そこには同じ点の経度の下2桁の数字が与えられる。

1次メッシュコードの与え方の具体例は、図2.2.1に示した通りである。2次メッシュコードは図2.2.2に示されているように、1次メッシュ内での緯度方向の位置が10の位(南より00,10,...,70の順)、経度方向の位置が1の位(西より0,1,...,7の順)として表されるように与えられる。また、3次メッシュコードは、図2.2.3に示されているように、2次メッシュ内での緯度方向の位置が10の位(南より00,10,...,90の順)、経度方向の位置が1の位(西より0,1,...,9の順)として表される。

つぎに、標高データの説明を行う。標高データの整備経過は、昭和50年度に最初の版が完成し、その後昭和56年度と昭和59年度にデータの修正等による高精度化がなされてきている。標高データを与えるメッシュ単位は、3次メッシュをさらに緯線方向と経線方向に4等分して得られる4分の1地域メッシュであ



コードは、例えばAのメッシュでは

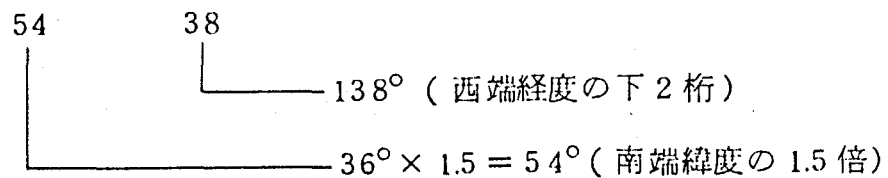


図2.2.1 第1次地域区画のコードの付け方（建設省国土地理院(1979)）

り、その大きさは約250m×250mである。3次メッシュ内の標高計測点は図 2.2.4 に示した通りであり、計測は2万5千分の1地形図より原則として10m単位で読み取り、等高線（主曲線）の水平間隔が図上1cm以上ある場合には計測点とこれをはさむ等高線との間の距離で標高差を比例配分した値を1m単位で読み取る。計測点が水部にあるときは、標高値を計測せず、陸水域または海水域であることのみを識別する。また、等高線のないものや埋立地についても標高値の計測を行わない。

標高データの利用者は、通常磁気テープ上に記録された標高データファイルを読んで処理を行う。ファイルの構成は1レコードに1個の3次メッシュ内の情報が記録されており、各レコードは昇べきの順に並べられている。すなわちファイ

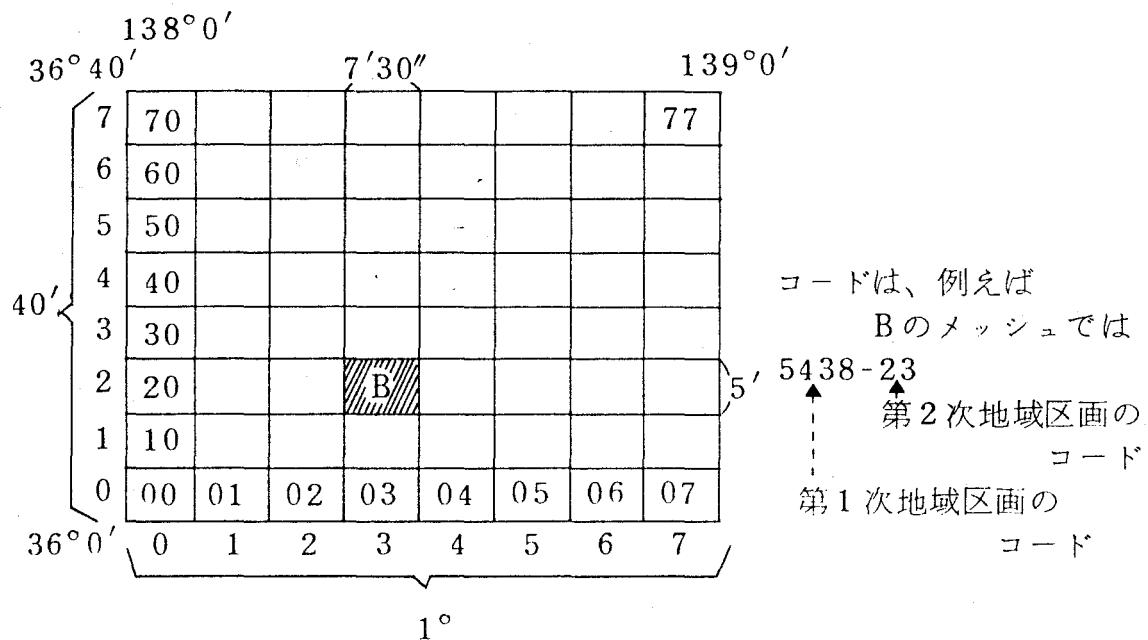


図2.2.2 第2次地域区画およびコードの付け方（建設省国土地理院(1979)）

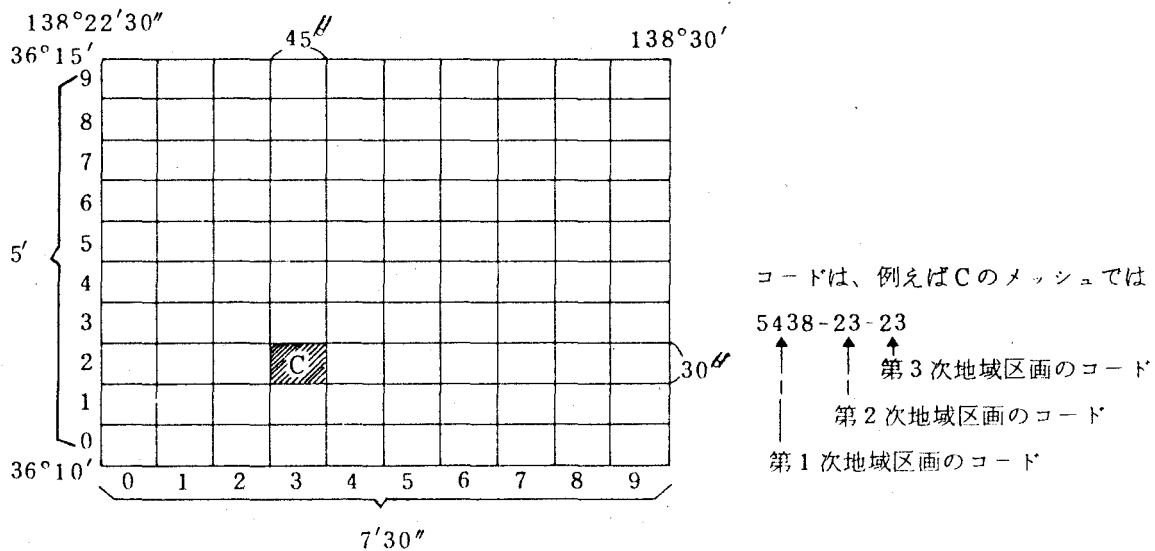
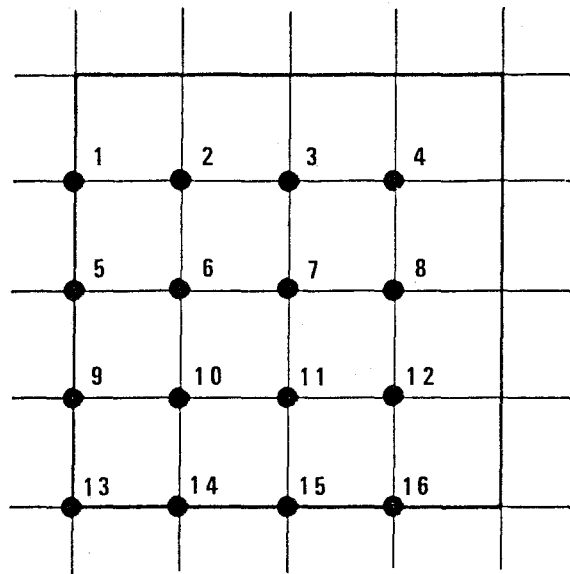


図2.2.3 第3次地域区画およびコードの付け方（建設省国土地理院(1979)）

ル内のデータは日本国内の南端の地域に対応するデータを先頭に、西から東に走査しながら北上し、北端の地域に対応するデータを最後とするような構成である。

1レコードの内容は、資料年、1次2次3次のメッシュコードに続いて、図 2.2



太枠は3次メッシュの範囲

・印は標高計測位置

数字は3次メッシュ内の計測順序を示す。

図2.2.4 3次メッシュ内の標高点（建設省国土地理院(1979)）

.4で示した番号順のメートル単位の標高値と測定レコードが記録されている。標高値が計測されていない点に関しては、標高値として陸水が9999,海水が8888,等高線のないものが7777、埋立地が6666で与えられており、またこれらに対応して陸水が1、海水が2、等高線のないものが3、埋立地が4という測定コードが与えられている。一方、正常に標高値が計測された点の測定コードは海面下の地域が5となる以外は0である。

本研究では、LANDSAT・MSSデータの各画素の位置における標高値を与えるために国土数値情報標高データファイルから、必要なデータの抽出を行う。LANDSAT・MSSデータの各画素の位置と4分の1地域メッシュの計測点の位置は一致せず、また、通常前者の画素間の距離に比べて後者のメッシュの大きさが大きい。そこで、標高データをメッシュ内で適当に内挿補間することによって、LANDSAT・MSSデータの画素の位置に合せるような処理を行う。また、標高値が計測されていない点に関しても適当な標高値を与える必要がある。本研究では、海水および埋立地に対しては0m、他の地域に対しては4近傍で囲まれる正常に計測された標高値の中の最小値を連続する地域内の全ての点に与えることにする。

第3章 リモートセンシングデータを用いた蒸発散量の推定に関する 従来の研究

第1節 直接的推定法

熱収支の考え方を通して見ると、太陽からの短波放射が入射する地表面の熱および分光特性が、蒸発散量に影響を与える重要な要素であることがわかる。これらの要素の測定には、リモートセンシング技術を用いることが有効であると考えられる。また、特定の地点や筆単位ではなく、多様な土地被覆を持つか、あるいは単一の作物であってもそれが広大に広がるような広域の地域における蒸発散量を推定するためにも、データの広域性・均質性の点でリモートセンシングデータが有効に活用されるべきであると考ええる。

そこで、1970年代以降、リモートセンシングによる蒸発散量を推定する試みが多く成されてきているが、広い面積をもつ地域を対象にした研究成果は、1980年前後以降に頻出するようになった。それは放射強度を測定するセンサの性能の向上とともに、1978年4月に打ち上げられたHCMM (Heat Capacity Mapping Mission) 衛星によって、600m×600mという以前にはなかった高分解能の熱赤外データが入手できるようになったことが最大の理由である (Van de Griend and Engman(1985))。そしてその後はNOAAシリーズのAVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer)を用いた研究が行われてきている (Schmugge(1987))。また、衛星データを用いた蒸発散量の推定の試みに前後して、航空機からのリモートセンシングによる蒸発散量の推定も試みられてきているが、推定に関する両者の手法には共通点が多い。ただし、前者はデータが後者に比べてより広い範囲から得られる点と毎日あるいは数日間隔の定時刻に観測を行えるという反復性の利点があるのに対し、後者は前者に比べてはるかに高い分解能を持って地表状態の測定を行えるという点があり、両者は目的に応じて使い分けされている。

リモートセンシングデータを用いた蒸発散量の推定方法は、熱収支法を適用したものである。それは大きく2種類に区分することができる。大部分を占める第1の例は、原理的に熱収支式の顕熱フラックス項をリモートセンシングによって得られた表面温度を用いて推定し、地上での観測値と組み合わせて求める方法であ

る。他方の例として、可視近赤外バンドデータを用いて地表被覆分類を行い、各分類項目毎に経験的な係数を与えて求める方法がある。後者の方法もまた、熱収支に関する項の推定を行うという点では前者の方法との間で共通点を持っている。ここでは、前者を直接的推定法と呼び、後者を間接的推定法と呼んで区別することにする。以下本節では、直接的推定法の研究の経緯を述べることにし、間接的推定法については次節で取扱う。

航空機に搭載した熱赤外センサを用いて蒸発散量を推定する試みは、1970年代から行われている。その例としてHeilman et al.(1976)は、熱収支式 (1.2.2)を次式のように変形して大豆、ソルガム、ミレットの3種類の作物上の蒸発散量の推定を行った。

$$\lambda E = R_n - G - \rho_a C_p (T_s - T_a) / r_a \quad (3.1.1)$$

ここで、 λE は潜熱フラックス、 R_n は正味放射フラックス、 G は地中熱フラックス、 ρ_a は空気の密度、 C_p は定圧比熱、 T_s は表面(樹冠)温度、 T_a は気温、そして r_a は熱拡散抵抗と呼ばれる量である。式中 T_s のみを、大気による減衰を考慮するために2高度で測定した航空機からのリモートセンシングデータにより推定し、他の項は地上観測値を用いて推定している。推定値をライシメータによる測定値と比較を行った結果では、約10%の誤差が生じているが、これは温度の測定精度に問題があると説明している。

Soer(1980)は、正味放射フラックス R_n を次式で表し、アルベドを同時に測定して蒸発散量の推定を行った。

$$R_n = (1 - \rho) R_s + \varepsilon (R_s - \sigma T_s^4) \quad (3.1.2)$$

ここで、 ρ はアルベド、 R_s は入射する短波放射量、 ε は射出率、 R_s は天空からの長波放射量、 σ はステファンボルツマン定数である。著者は上式を使い ρ 、 T_s を除く項は観測時において一定であるとして計算を行っている。また同時に、著者は特定の時点における測定値から日蒸発散量に換算を試みている。

ところで、衛星リモートセンシングによる蒸発散量の推定はH C M Mが取得したデータを利用できるようになって以降、多く試みられるようになった。H C M Mは、午前の早い時間帯と午後の早い時間帯に同一地域を観測できるように設計されている。晴天日を考えると、これらの時間帯に日最高地表温度と日最低地表温度に近い値を観測することが予想される。そこで、Price (1980)は、最高最低

温度とそれらを基に求めた日平均温度を用いて、日平均の蒸発散量を求める方法を提示し、またPrice (1982)において実際の衛星データを用いて各パラメータの推定を行っている。ここで著者は、日平均値を求めるに際して、地中熱フラックス項が無視できると仮定している。

ところで、Seguin and Itier(1983)は衛星データを用いた蒸発散量の簡便な推定方法について考察を行っている。彼らはJackson et al.(1977)によって提示された下記の推定式にリモートセンシングデータを適用することを考えた。

$$ET_d = R_{nd} - B(T_s - T_a) \quad (3.1.3)$$

ここで ET_d および R_{nd} は各々日当りの蒸発散量と正味フラックス量(単位をmm/dayに換算)、 $(T_s - T_a)$ は観測時における表面温度と気温の温度差、そして B は経験的な比例定数である。Seguin and Itierは上式の B の値と大気の大気安定度および地表面の粗度との関係について調べた。彼らの調査の結果、粗度が0.1~1cm程度では2~4週間程度の期間に対して次式を用いてある程度の精度で蒸発散量を推定できることを提示している。

$$T_s - T_a > 0 \quad ET_d - R_{nd} = 1.1 - 0.25(T_s - T_a) \quad (3.1.4a)$$

$$T_s - T_a < 0 \quad ET_d - R_{nd} = -0.18(T_s - T_a) \quad (3.1.4b)$$

ここで粗度とは、風のプロファイルに影響を与える地表状態の粗さを与える指標であり、その代表的な値は波の無い水面や凹凸のない裸地で0.001cm, 芝で0.1cm, 草地では植生の高さで粗密によって1~10cm, そしてビルの建つ都市部では1m程度である(島貫(1974))。

また、Rambal et al.(1985)は、HCMMの熱赤外バンドデータを用い、4種類の植生の密度、したがって粗度の異なる地域を対象に次式の B' の値を検討した。

$$ET_d = R_{nd} - B'(T_s - T_a)^{3/2} \quad (3.1.5)$$

その結果、粗度の違いによる B' の違いが明白に示されている。

同様の方法は、航空機によるリモートセンシングにも応用されている。たとえばNieuwenhuis et al.(1985)は3種類の粗度の異なる作物群落を対象に、Soerの方法を適用するとともに、式(3.1.3)の R_{nd} を地上観測により測定した蒸発散位に置き換えた方法を用いて日蒸発散量の推定を行っている。そしてGash(1987)は、Nieuwenhuis et al.の方法について、分析的な立場から考察を行っている。

蒸発散量の地域性を考察するために、H C M Mデータを用いた応用研究として、以下の例が挙げられる。Carlson et al.(1981)は、大気境界層の1次元モデルを導入して、H C M Mデータより都市域の蒸発散量の推定を行った。対象としたのは、ロスアンジェルスとセントルイスの2都市であり、両市ともその中心部においては日中の温度が極大となり、顕熱フラックス量が周辺に比べて大きく、そして潜熱フラックス量が周辺に比べて小さくなる様子が示された。また、Gurney and Hall(1983)、Camillo et al.(1983)が提示したモデルをH C M Mデータに適用して、融雪期のアラスカにおける蒸発量を火災発生の有無を比較しながら推定を行った。そして、リモートセンシングによる蒸発量の推定が、広域でしかも現地調査が困難な地域を対象とする場合に特に有効である点を示している。

H C M Mは1980年9月に観測を終了したが、その後は地上分解能が衛星直下で約1.1kmであるN O A AシリーズのA V H R Rデータを用いた蒸発散量の推定が試みられてきている。Klaassen and Van den Berg (1985)は、Carlson et al.が大気境界層の1次元モデルを用い同一高度では気象要素が一樣であると仮定していたのに対し、同一高度での気温あるいは風が一樣でないようなモデルを考え、N O A A 7号A V H R Rデータより得た表面温度をモデルに適用して蒸発散量の推定を行った。その結果、蒸発散量に与える移流の影響は大きく、1次元モデルを用いた場合、海風の吹く内陸部での蒸発散量は過小評価される点、そして蒸発散量の適切な評価のためには地表面近くにおける気温および風を精度良く測定あるいは推定することが重要である点を示された。

Taconet et al.(1986)もまた、大気境界層の1次元モデルを導入し、N O A A 7号A V H R Rデータより得た表面温度をモデルに適用して蒸発散量の推定を行った。彼等の提示したモデルの特徴は、大気・植生・土壌の間の相互作用の効果を考察した点にある。そこでは、最初に葉面積指数の違いに対するモデルの感度特性を調べておき、その結果にA V H R Rデータを適用して平均で均質な植生上の蒸発散量の推定を行っている。

その他にも、たとえば Serafini (1987)はN O A A A V H R Rデータから求められる表面温度と地上気温との関係、そして植生の性質による蒸発散量算定式のパラメータに関する考察を行っている。また、上空からのリモートセンシングではないが、放射温度測定を用いて長期に渡る蒸発散量の推定を行った例として

Reginato et al. (1985)による研究が挙げられる。

以上のように、リモートセンシングデータを用いた蒸発散量の推定に関する研究において問題となったのは、主として地表面（植生）状態と顕熱フラックス項に大きく係る移流の効果とをどのように適当にパラメータとして求めるかという点であった。そしてパラメータの決定には、かなり詳細な地上観測が必要とされる場合が多い。また、リモートセンシングデータ、特に衛星データを用いた蒸発散量の推定は、たとえば数 10km^2 以上の面積を持つような広域を対象と考えている場合が多い。しかしながら、このような広い面積を持つ地域内の土地利用構造は複雑であることが通常であるが、これまでに提示されている方法は、複雑な土地利用構造に十分に適合しているとは言えない。そこで、土地利用構造が単純でしかも地上での観測体制が整っているような特定の地域に対しての蒸発散量の推定ではなく、流域、行政界、あるいはメッシュで区画されたような地域に対する値の地域特性を見るような場合には、以上の方法とは異なったアプローチを必要とするであろう。そうしたアプローチの1つが次節で示す間接的推定法にあると思われる。

第2節 間接的推定法

リモートセンシングデータを用いた蒸発散量の間接的推定法の特徴は、可視近赤外域のデータを用いて地表被覆分類を行い、分類項目毎に経験的な値を与えて蒸発散量の推定を行っている点であり、土地利用の単位となる筆が小さくしかも複雑な分布をしているような地域に対しても推定を行える点である。間接的推定法には、熱収支法の各項を決定するのに必要なパラメータを地表被覆毎に与える方法と、分類された地表被覆から想定される土地利用に着目し、土地利用毎に経験的なパラメータを与え、比較的長期に渡る蒸発散量を推定する方法とがある。前者は第1節で述べた直接的推定法の変形と考えられるのに対し、後者はやや性質の異なる推定方法である。本節では前者に関する事例を最初に示し、次に後者に関する事例を示すことにする。

地表被覆分類結果を熱収支法に適用させて蒸発散量の推定を行った代表例は川島(1986)による研究である。彼は18バンドの航空機MS Sデータを用い、土地被覆分類を行うと同時に、上向きの短波放射量を推定し、さらに地表面温度を推定して上向きの長波放射量と顕熱フラックス量の推定を行った。推定方法を具体的に示すと次の通りである。

熱収支式 (1.2.2) に対して、正味放射フラックス R_n を下向き短波放射 S_d 、上向き短波放射 S_u 、下向き長波放射 L_d 、そして上向き長波放射 L_u を用いて以下の式で表す。

$$R_n = S_d - S_u + L_d - L_u \quad (3.2.1)$$

これらの中で、 S_d は地上での観測値、そして L_d は地上での気温から求めているが、他の2項はリモートセンシングデータより算出している。すなわち、 S_u は可視域から選んだ3バンドの放射強度とアルベドメータで測定した地上での放射強度との対応から求めており、また L_u は熱赤外バンドデータから得た地表温度 T_s を用いて次式で求めている。

$$L_u = \epsilon \sigma T_s^4 \quad (3.2.2)$$

ここで、 ϵ は被覆項目に与えられる射出率、 σ はステファンボルツマン定数である。

次に顕熱フラックスHは、次式から求める。

$$H = \rho_a C_p C_h U_{100} (T_s - T_{100}) \quad (3.2.3)$$

$$C_h = \left(\frac{k}{\ln \frac{100-d}{Z_0}} \right)^2 \quad (3.2.4)$$

ここで ρ_a は空気の密度、 C_p は定圧比熱、 U_{100} と T_{100} は各々高度100mの鉄塔で観測された風速と気温、 k はカルマン定数(0.4)、 d は地表面修正量、そして Z_0 は地表面の粗度である。これらの中で d と Z_0 が分類された被覆項目毎に与えられる量である。また、地中熱フラックス G は、被覆項目毎に R_n に対して一定の比を持つものとする。

地表被覆分類項目とそれに対応する上述の ε , Z_0 , d , G/R_n の数値は表3.2.1に示した通りである。表中アスファルトとコンクリートに対して、 Z_0 と d が示されていないのは、これらの上では潜熱フラックスは無いと仮定し、顕熱を $(R_n - G)$ で求めているためである。

以上の方法によって、1筆1筆が小さくしかも複雑な被覆分布を持つ地域を対象に、かなり信頼度の高い蒸発散量の推定が実行された。ただし、移流や土壤水

表3.2.1 地表状態カテゴリとパラメータ値。 e は射出率、 Z_0 は粗度、 d は地表面修正量、 G/R_n は地中熱フラックスと純放射フラックスの比 (川島(1986))

| Surface Category | e | Z_0 (m) | d (m) | G/R_n |
|------------------|-------|-----------|---------|---------|
| 1 : Water | 0.993 | 0.00001 | 0 | 0.2 |
| 2 : Asphalt | 0.956 | — | — | 0.35 |
| 3 : Soil | 0.980 | 0.01 | 0.01 | 0.2 |
| 4 : Grass | 0.986 | 0.02 | 0.1 | 0.1 |
| 5 : Forest | 0.986 | 1.0 | 7.0 | 0.08 |
| 6 : Village | 0.975 | 0.3 | 3.0 | 0.2 |
| 7 : Concrete | 0.966 | — | — | 0.3 |
| 8 : Limed soil | 0.930 | 0.01 | 0.01 | 0.2 |

分の影響が十分に評価されているとは言えず、改良すべき点は幾つかあろう。また、同様の推定を行うためには、航空機による測定とデータ補正のための地上観測が必要であるため、頻繁に観測を実施することは現実的ではない。一方、水資源や水利用と言った視点から広域の蒸発散を考える場合には、ある時点における蒸発散速度よりも長期間に渡る蒸発散量が関心の対象である。そこで、以下に示す第2の間接的推定法が、長期間の蒸発散量の推定により適している。

古藤田等(1984)が試みた推定方法は、関東地方を対象にLANDSAT・MSSより地表被覆分類を行い、分類された結果を土地利用に対応させ、各土地利用毎に夏季の関東地方における標準的な熱および分光特性値を与えて平衡蒸発量を求める方法である。この方法は特定の時点における値を推定するのではなく、標準的であると仮定した条件に対する値を推定するものである。推定式の内容は、以下に示した通りである。

平衡蒸発量の式(1.2.6)に、Priestley and Taylor(1972)のパラメータ α を導入して表すと次の式となる。

$$\lambda E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_n \quad (3.2.5)$$

ここで、 Δ は飽和水蒸気圧曲線の気温 T における勾配、 γ は乾湿計定数、 Q_n は有効エネルギーである。 Q_n は物理的過程を簡略化すれば、

$$Q_n = R_n - G \quad (3.2.6)$$

で表され、 R_n (正味放射フラックス)と G (地中熱フラックス)とは各々次式で表されるものとする。

$$R_n = (1 - \rho) R_s + \varepsilon (L_d - \sigma T_s^4) \quad (3.2.7)$$

$$G = C_r R_n \quad (3.2.8)$$

式中、 ρ はアルベド、 R_s は地表面に到達した短波放射フラックス、 ε は射出率、 L_d は下向き長波放射、 σ はステファンボルツマン定数、 T_s は地表面温度、そして C_r は地中熱フラックス係数である。

古藤田等は以上の式を用い、各パラメータとして $\alpha = 1$ 、 $\varepsilon = 0.98$ 、そして T_s 、 ρ 、 C_r は分類された土地利用に対応して表3.2.2に示した値を用いて算定を行った(表記は ρ 、 C_r に代わり、 a_s 、 a_r を用いている)。そして、分類された項目毎に1画素当りの面積に画素数を掛け、広域の蒸発散量の算定を行った。推定さ

表3.2.2 関東地方の夏期の土地利用区分別日平均表面温度 (T_s),
アルベド (a_s) および地中熱流量係数 (a_r) (古藤田等(1984))

| No. | 土地利用 区 分 | T_s °C | a_s | a_r |
|-----|-------------|-------------|-------|-------|
| 1 | 水 域 | 25.0 | 0.06 | 0.20 |
| 2 | 都 市 域 | 32.0 | 0.40 | 0.35 |
| 3 | 森 林 | 25.0 | 0.15 | 0.08 |
| 4 | 乾田・草地 | 26.0 | 0.18 | 0.10 |
| 5 | 準都市域 | 30.0 | 0.30 | 0.30 |
| 6 | 湿 田 | 25.0 | 0.15 | 0.05 |
| 7 | 畑 | 27.0 | 0.20 | 0.20 |

れた値は各々、水域が3.21mm/day, 都市域が0.43mm/day, 森林が3.20mm/day, 乾田・草地が2.84mm/day, 準都市域が1.20mm/day, 湿田が3.31mm/day, そして畑が2.30mm/dayである。これらの値は平衡蒸発量であり、土壌水分量が十分であれば、移流の効果の含まれる実蒸発散量に比べて小さい値であることが予想される。湿田を例にとれば、実蒸発散量の観測値として4~6mm/dayが報告されているが、この値に比べて上記の推定値は過少であることがわかる。

次いでKotoda(1986)は、上記の方法を発展させ、複雑な地形形状の月単位の実蒸発散量を算定できるように改良した。彼は、ペンマンの可能蒸発散量推定式(1.2.5)から実蒸発散量への変換式 f_e を月単位の地上気象観測値から決定した以下の推定式を提案している。

$$E_{ac} = f_e (E_o + E_v) \quad (3.2.9)$$

$$f_e = 0.468 + (0.5P_r + 21.9T - 23.6U) \times 10^{-3} \quad (3.2.10)$$

ここで、 E_{ac} は実蒸発散量, E_o は平衡蒸発量, E_v は空気力学項でmm/dayに換算した値である。また、 P_r は降水量(mm/month), T は月平均気温(°C), そして U は月平均風速(m/s)である。

f_e の各項の係数値は、筑波大学水理実験センターに設置されているウェイングライシメータによって計測された値を用いて、最小自乗法で求めた値である。式(3.2.10)を用いて求めた f_e の値とライシメータの観測値より求めた f_e の値を比

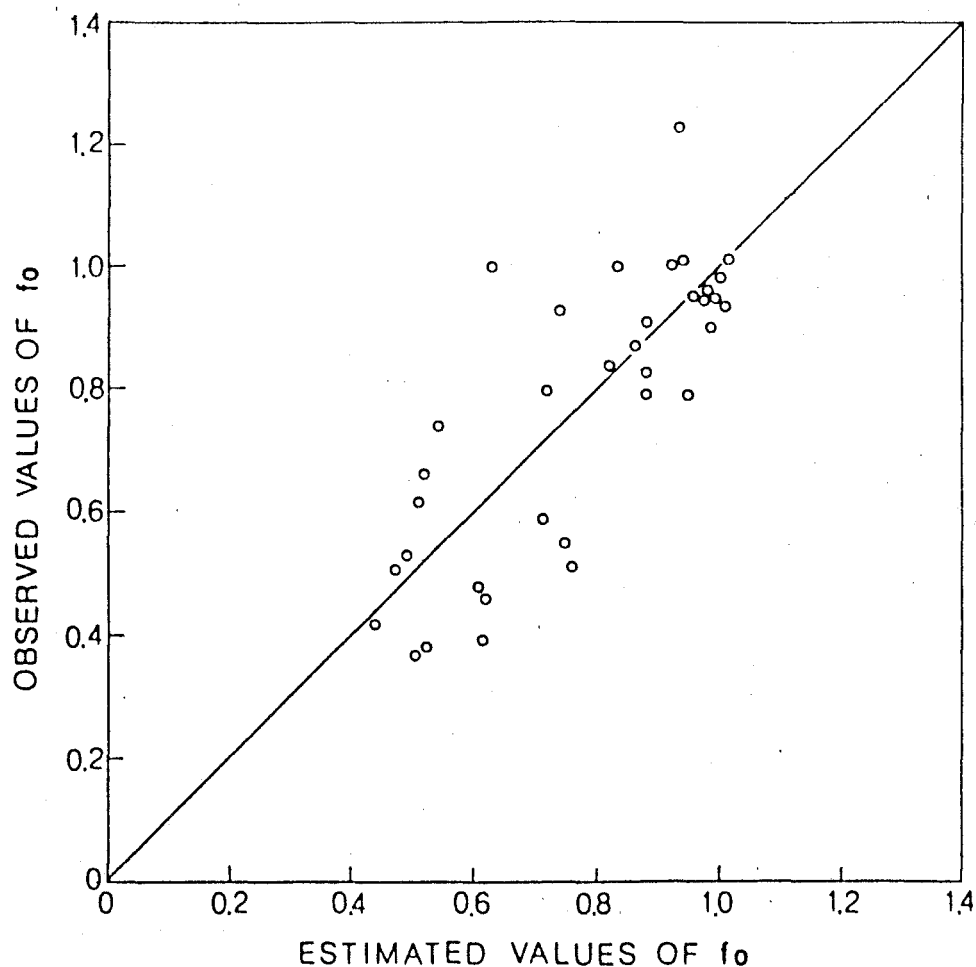


図3.2.1 式(3.2.10)を用いて求めた f_0 の値（横軸）とライシメータの観測値より求めた f_0 の値（縦軸）の比較（Kotoda(1986)）

較したものが、図3.2.1である。ここで、両者の相関係数は0.805である。図より両者の間には f_0 の値が大きい場合（1程度）と小さい場合（0.5程度）には良い相関が見られるが、その間の値ではややばらつきが大きくなっている。このことは、筑波における気象条件と式(3.2.10)より f_0 の値は夏に大きく冬に小さくなることから、春と秋において推定誤差がやや大きくなることを意味している。

ところで、Kotoda(1986)の方法の特徴は、複雑な地形や土地利用を持つ地域に対応できる点にあった。これらの効果に関する見積りは、有効エネルギー Q_n を求める際に実施される。ただし、ここでの Q_n は式(3.2.6)の Q_n を $a\lambda$ （ a は単位の変換係数）で割り、単位とmm/dayに合わせてある。 Q_n を求めるための正味放射

フラックス R_n は、短波成分 R_{s^*} と長波成分 L_o^* の差として次式で表される。

$$R_n = R_{s^*} - L_o^* \quad (3.2.11)$$

ここで求めようとしているのは月単位の蒸発散量である。しかし、月間には晴天日と曇天あるいは雨天の日が含まれており、これらの日射量の差を考慮した R_{s^*} の推定方法を見出す必要がある。そこで R_{s^*} を求めるために、月間の日射率、すなわち日照時間 n を可照時間 N で割った値を用いて、次式で表すことを提案している。

$$R_{s^*} = (1 - \rho) \times (0.34 + 0.71(n/N)) R_{s_0} \quad (3.2.12)$$

ここで、 ρ は地表面のアルベド、 R_{s_0} は晴天時日射量であり、 R_{s_0} を求めるためには地表面の傾斜が考慮されている。 Q_n を得るためのもう1つの項、すなわち地中熱フラックス項 G は、式(3.2.8)と同じく地中熱フラックス係数 C_r を導入して求められる。そして、 ρ と C_r の月毎の値は、土地利用分類項目単位の経験値として与えられる。

地形と土地利用のデータは、国土地理院発行の2万5千分の1地形図および土地利用図を用い、500mメッシュを区切って読み取りを行った。そして、霞ヶ浦に流入する恋瀬川流域の面積135km²の地域を対象に計算を行っている。その結果、1970年から1975年の平均値として、降水量から流出量を引いた残差の量は618.1mm/yearであるのに対し、上述の方法で算定した蒸発散量の値は582.8mm/yearであった。この結果より、地下水の挙動に関しては不明確な点があるが、著者は推定方法に対して一応の評価を与えている。

以上示してきたように、間接的推定法を用いた蒸発散量の推定に関する研究は過去5年程度の間には少数の研究者によって試みられたに過ぎない。その理由として考えられるのは、測定やデータ処理に関する研究のレベルの問題ではなく、経験的にパラメータの決定に任意性があり、推定精度の検証を行うことが困難であることによるものであろう。とは言え、複雑な地形や土地利用を持つ地域の長期間に渡る蒸発散量を推定するためには、間接的推定法は極めて有用であると考えられる。それ故、今後も間接的推定法に関する研究が進められることが期待される。

第4章 LANDSAT・MSSデータと標高データを用いた 広域蒸発散量算定システム

第1節 システムの構成

筆者が行った広域蒸発散量算定システムは、3種類の基礎資料、すなわちLANDSAT・MSSデータ、国土数値情報4分の1メッシュ標高データ、および地上観測点における気象観測値を用いて蒸発散量の算定を行うように設計されている。算定に関する処理の概要は図4.1.1に示した通りである。処理はその手続きによって3段階に大別できる。第1段階は、対象地域の選定から種々の画像処理を経て土地利用分類データを作成し、そして計算時に必要な気象観測値をリストアップする蒸発散量計算の前段階の処理である。第2段階は、蒸発散計算プログラムの実行であり、第3段階は、第2段階で作成された蒸発散量の分布を表す画像データを用いて、その擬似カラー表示や任意の範囲の蒸発散量の算定を行うことである。各段階の内容を以下に説明する。

対象地域の選定に際してその空間的スケールは、計算単位メッシュの大きさにより規定される。LANDSAT・MSSデータ1画素の大きさは79×79mであり、また国土数値情報4分の1メッシュの大きさは緯度方向に7.5秒、経度方向に11.25秒であり、これは北緯35度で約230×280mである。LANDSATデータの画素の大きさは幾何補正を行った後に変化はするが、その代表的な大きさは数10mである。本システムでは、国土数値情報データを内挿してLANDSAT幾何補正後のデータに位置合せを行うことにしている。LANDSATデータから土地被覆を分類できる領域の大きさのソフトウェア上の制限は512ライン×500コラムである。したがって、計算対象地域の面積の代表的な値は約 $10^2 \sim 10^3 \text{ km}^2$ である。この値は、日本の流域の大きい河川の流域面積に比べて1桁ほど小さい値である。

土地被覆分類は、筑波大学学術情報処理センター開発のリモートセンシング画像データ解析システム' TSUKUSYS 'を用いて行った。' TSUKUSYS 'には画像データの分類のために、教師なし分類手法としてワード法、セントロイド法、群平均法、メディアン法、最長距離法および最短距離法が用意され

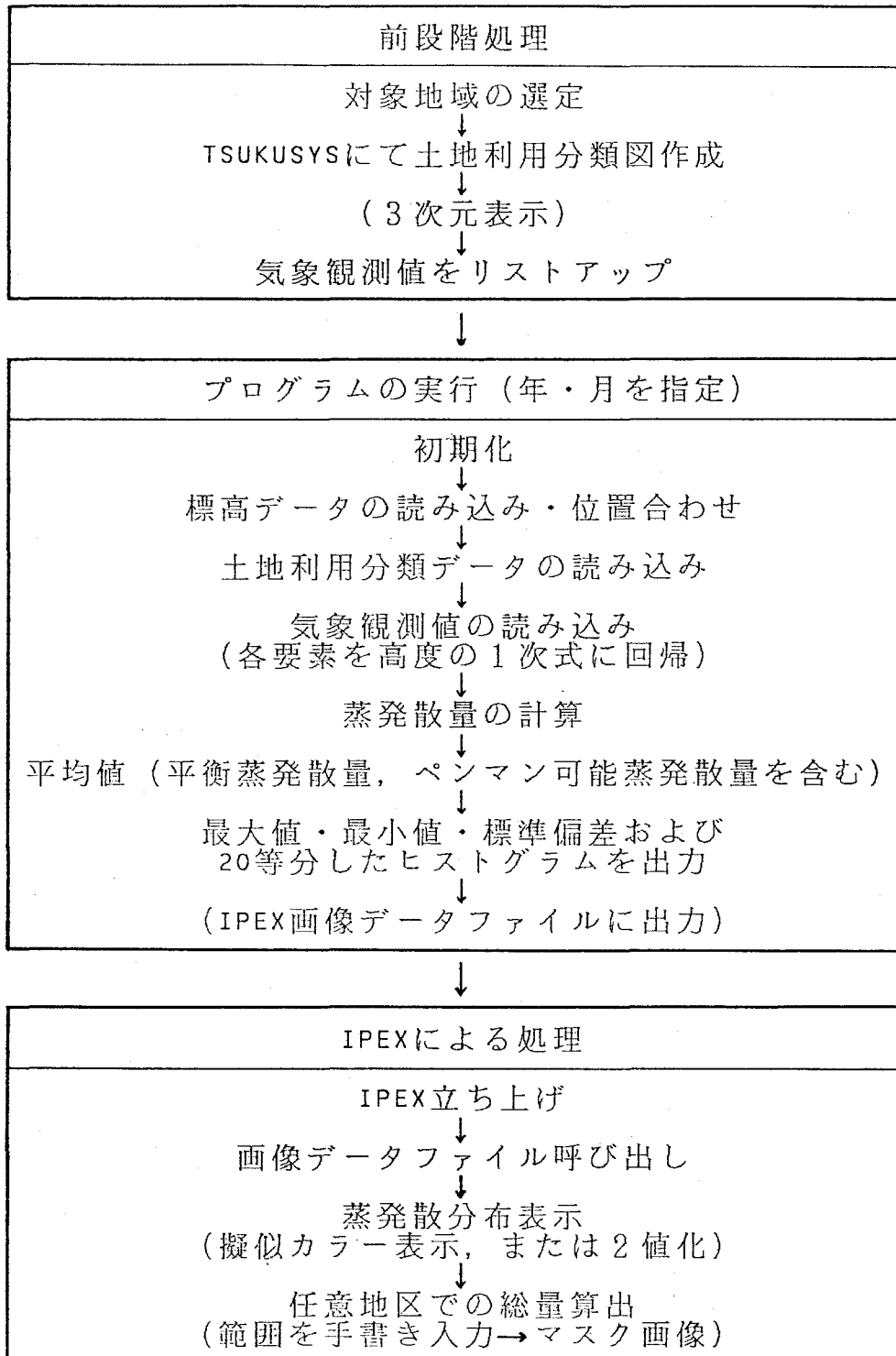


図4.1.1 蒸発散量算定システムの処理の流れ

ており、また教師つき分類手法として最大尤度法、判別分析法およびユークリッド距離法が用意されている。‘TSUKUSYS’は、ホストコンピュータFACOM M780/20に接続されている2台の512×512のカラーグラフィックディスプレイに画像を表示しながら、対話型の処理を行う解析システムである。また、処理された画像は、一度磁気テープ上に変換された後に大型のカラープロッタに出力することができる。

‘TSUKUSYS’を活用することにより、LANDSAT・MSSデータから土地被覆の分類を行い、分類データファイルが作成される。分類された土地被覆項目は原則的に土地利用の11項目（水面、都市（密集地域）、集落、森林（常緑）、森林（落葉）、果樹園、桑畑等、草地、水田、菜園、裸地）の内のいずれかに対応付けされるので、以下では分類データを土地利用分類データと呼ぶことにする。

ここで対象地域の地形あるいは土地利用の分布を概観するために、標高データとLANDSATデータ・土地利用分類データとを組み合わせる3次元表示することが可能である。これは蒸発散量計算とは直接関係はないが、対象地域の概況を視覚的に捉えられる点で有効である。

計算時に必要な気象観測値は、観測地点の標高および気温、降水量、相対湿度、日照時間の月間値である。これらが全て得られるのは測候所以上の観測地点であるが、実際の処理において用いられる値は必ずしも対象地域内の観測値でなくとも構わない。蒸発散量の計算を実行するためには最低1地点の気象観測値が存在すればよいが、その場合には対象地域全体が同一の値を持つことになり、標高差のあるような地域に対しては適当とは言えない。また、気象観測地点が2地点の場合でも特異値があればその影響を強く受けるため3地点以上存在することが望ましいと考えられる。

対象地域およびその周辺に適当な数の観測地点が存在しない場合には、AMeDAS観測点の値を用いることが可能である。ただし、AMeDAS観測点では上記の気象要素のうち相対湿度の観測値だけが欠如しているので、これを適当な方法で値を与える必要がある。この点に関して本システムでは、次節で示すように気候値から得られる月々の高度に対する水蒸気圧の低減率を用いて換算を行っている。

蒸発散量の計算は1月を単位として実行される。計算の内容を順に説明すると、初期化が行われた後、標高データ・土地利用分類データ・気象観測値が順次読み込まれて処理される。ここで、標高データは国土数値情報、土地利用データは前段階処理において作成されたデータであり、いずれも計算機のディスク上に筆者の管理するデータファイルとして記録されているものであり、気象観測値は計算を実行させる毎に必要な値の入力を行う。気象観測値は数地点分しか得られないことが通常であるので、ここでは各要素を標高に対して1次式で回帰して標高の1次関数の形を用いた。ただし、相対湿度は水蒸気圧に換算してから回帰式を求めた。こうして、蒸発散量を計算する際に必要な各気象要素の値は、メッシュ毎の標高値から得られることになる。

蒸発散量は次節にて示す算出式を用いてメッシュ単位で計算される。メッシュ毎に計算された蒸発散量から、全域の蒸発散量の平均値、最大値、最小値、標準偏差が計算され、最大値から最小値までを20等分したヒストグラムが出力される。同時に平衡蒸発量およびペンマン可能蒸発散量さらにメッシュ毎に得られている降水量の全域の平均値の計算を行っている。また、メッシュ毎に計算された蒸発散量の分布の状態を分析することができるよう、蒸発散量の大きさを濃度値に置き換えた画像データとして出力できるように設計されている。

出力された画像データの処理はハードウェアとしてF I V I S (Fujitsu Integrated Visual Information System)を用い、ソフトウェアとしてメーカー開発の画像処理システムI P E X (Image Processing Expert System ; 鳥生等(1986))を利用することにした。I P E Xを利用することにより、コマンドを入力するだけの対話形処理で蒸発散量の分布の特徴を抽出することができる。たとえば、蒸発散量の分布の全域的性状を見るには擬似カラー表示あるいは適当なしきい値による二値化が有効である。また、任意の形状を持つ境界で囲まれた範囲を手書き入力することにより、その区域内の蒸発散量の分布を見ることができる。分布を見るためのメニューとしては、ヒストグラムの表示および統計量計算(最大値、最小値、平均値、分散、標準偏差)があり、平均値に区域の画素数をかければ区域全体の蒸発散量を求めることができる。

以上に示したものが標準的な処理の手順であるが、たとえば特定の任意の形状を持つ境界で区画された地域に対して繰り返し計算を行ってその区域の総蒸発散

量を求めるような場合には、予め区画する範囲を画像データとして作成しておくことも可能である。すなわち、上述の第3段階を省略して、流域のような特定の区域の蒸発散量を算定することができる。その場合の手順の相違点は次の通りである。まず、第1段階において' TSUKUSYS ' 上で矩形に切り取った幾何補正後のデータを I P E X 画像ファイルの形式に変換する。そして変換された画像を参照画像として、通常第3段階で行われる手書き入力によって計算対象とする領域を抽出する。そして、統計量を算出する部分に変更を加えたプログラムを実行する。

以下第2節では、算定式の内容について具体的に説明を行う。そして第3節では、ラインプリンタ上に出力したものと画像データの形で出力したものの両者の計算結果例を示し、さらに計算処理特性に関する実験について説明を行うことにする。

第2節 算定方法

算定式はKotoda(1986)によって提案された方法を基礎に、以下の式中の Δ 、 e^* 、 P および気象要素の与え方に修正を加えたものである。推定実蒸発散量 E_{ao} (mm/day)は次式で表される。

$$E_{ao} = f_o(E_o + E_v) \quad (4.2.1)$$

ここで、 E_o は平衡蒸発量(mm/day)、 E_v はペンマンの空力項(mm/day)、 f_o はペンマンの可能蒸発散量 $E_o (= E_o + E_v)$ から実蒸発散量への変換係数を与える変換式であり、それぞれ次式で表される。

$$E_o = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_n \quad (4.2.2)$$

$$E_v = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} f(u)(e^* - e) \quad (4.2.3)$$

$$f_o = 0.468 + (0.5P_r + 21.9T - 23.6U) \times 10^{-3} \quad (4.2.4)$$

ここで、 Δ は飽和水蒸気圧曲線の温度 T における勾配(mb/°C)、 γ は乾湿計定数(mb/°C)、 Q_n は有効エネルギー(mm/day)、 $f(u)$ はペンマンの風速関数、 e^* は飽和水蒸気圧(mb)、 e は大気の水蒸気圧(mb)、そして、 P_r 、 T 、 U 、 u は各々月間の降水量(mm)、平均気温(°C)、地上1.6mおよび地上2mにおける平均風速(m/sec)である。観測値を除く各値は以下の近似式によって与えられる。

$$\Delta = \frac{1779.75 \times \ln 10 \times e^*}{(237.3 + T)^2} \quad (4.2.5)$$

$$\gamma = \frac{1005 \times P}{0.622 \lambda} \quad (4.2.6)$$

$$Q_n = \frac{(1 - C_r) R_n}{a \lambda} \quad (4.2.7)$$

$$f(u) = 0.26(1 + 0.54u) \quad (4.2.8)$$

$$e^* = 6.11 \times 10^{(7.5T / (237.3 + T))} \quad (4.2.9)$$

ここで P 、 λ 、 C_r 、 R_n 、 a は各々大気圧(mb)、蒸発の潜熱(J/kg)、地中熱フラックスの係数、正味放射量(W/m²)および単位の変換係数であり、 P と λ は、

$$P = 1013.25 - 0.119861H + 5.356 \times 10^{-6} H^2 \quad (4.2.10)$$

$$\lambda = (2501 - 2.37T) \times 10^3 \quad (4.2.11)$$

で表される。Pの式は標準大気を高度H(m)の2次式で近似したものであり、またeの式はティーテンスの実験式である。

正味放射量 R_n は入射する正味短波放射量 R_{s^*} (W/m^2)と放出する有効長波放射量 L_o^* (W/m^2)の差として表される。

$$R_n = R_{s^*} - L_o^* \quad (4.2.12)$$

ここでは R_{s^*} と L_o^* として、以下の経験式を用いている。

$$R_{s^*} = (1 - \rho) \times (0.34 + 0.71 \left(\frac{n}{N} \right)) R_{so} \quad (4.2.13)$$

$$L_o^* = 198.834 - 287.593 \left(\frac{R_s}{R_{so}} \right) - 312.946 \left(\frac{T_a^4}{10^{10}} \right) \\ + 698.026 \left(\frac{R_s}{R_{so}} \right) \left(\frac{T_a^4}{10^{10}} \right) \quad (4.2.14)$$

ここで ρ は地表面のアルベド、 n は月間の日照時間(hrs)、 N は月間の可照時間(hrs)、 R_{so} は晴天時日射量(W/m^2)、 R_s は全天日射量(W/m^2)であり、 R_{so} は大気圏上界での太陽放射量(W/m^2)、 T_a は絶対温度(K)である。そしてここでは、

$$\frac{R_s}{R_{so}} = 0.21 + 0.53 \left(\frac{n}{N} \right) \quad (4.2.15)$$

という経験式を用いている。

月間の可照時間 N と晴天日射量 R_{so} とは、その地点の緯度・傾斜・太陽の赤緯から求めることができる。ここでは、蔵田・岡田(1984)および古藤田(1986)に従い、以下のようにして求める。

$$DN = \frac{24}{\pi} \cos^{-1} tr \quad (4.2.16)$$

$$\cos tr = -(0.0148 \sec \phi \sec \delta + \tan \phi \tan \delta) \quad (4.2.17)$$

$$\delta = 0.4093 \sin(0.01698(Nd - 80)) \quad (4.2.18)$$

ここで δ の式はルンデの式であり、 Nd は1月0日からの日数である。 R_{so} は直達日射量 R_{sdir} 、天空日射量 R_{sdif} 、地表面反射による日射量 R_{sref} の3成分の和として表される(単位はいずれも W/m^2)。

$$R_{sc} = R_{sdir} + R_{sdif} + R_{sref} \quad (4.2.19)$$

そして各成分は以下のようにして表される。

$$R_{sdir} = R_{sn} \sin h' \quad (4.2.20)$$

$$R_{sdif} = R_{sdif}(0) \frac{1 + \cos \beta'}{2} \quad (4.2.21)$$

$$R_{sref} = \rho (R_{sn} \sin h' + R_{sdif}(0)) \frac{1 - \cos \beta'}{2} \quad (4.2.22)$$

ただし、

$$R_{sn} = R_{sex} P_t^{\cos \epsilon h} \quad (4.2.23)$$

$$R_{sdif}(0) = \frac{1}{2} R_{sex} \sin h \times \frac{1 - P_t^{\cos \epsilon h}}{1 - 1.4 \ln P_t} \quad (4.2.24)$$

$$R_{sex} = R_0 (1 + 0.033 \cos (\frac{360 N d}{370})) \quad (4.2.25)$$

ここで、 R_{sn} は地上の法線面直達日射量(W/m^2)、 $R_{sdif}(0)$ は水平面の天空日射量(W/m^2)、 R_{sex} は大気圏外の法線面日射量(W/m^2)であり、 h は太陽高度(rad)、 h' は斜面に対する太陽高度(rad)、 β' は斜面の傾斜角(rad)、 ρ は周囲の地表面の平均アルベド、 P_t は大気の透過率、そして R_0 は太陽定数($=1382 W/m^2$)である。1日の晴天時の日射量を求めるためには適当な数値積分で日出から日没まで積分する必要がある、ここでは20等分したシンプソンの式を採用している。

以上説明した蒸発散量の計算の流れを図示したものが図4.2.1である。ここで ρ および C_r は各土地利用種毎に経験的に得られている値が用いられる。それらの値は表4.2.1および表4.2.2に示した通りである。そしてここでは計算の単位となる地域がある程度の大きさ(数10m×数10m)を持っているので、式(4.2.22)の ρ としてはその地点のアルベドの値 ρ を用いることにする。また、大気の透過率 P_t は観測が行われている日本の14地点の1971年から1980年までの平均値を用いた(表4.2.3)。風速の測定高度と計算に用いるべき高度との間に差がある場合には、地表面の粗度を適当に仮定した対数法則によって換算することにする。さらに、計算に際して各気象要素の値は前述したように標高の1次関数値として得られている。

水蒸気圧は気象観測点における相対湿度と気温から求めるが、AMeDAS観

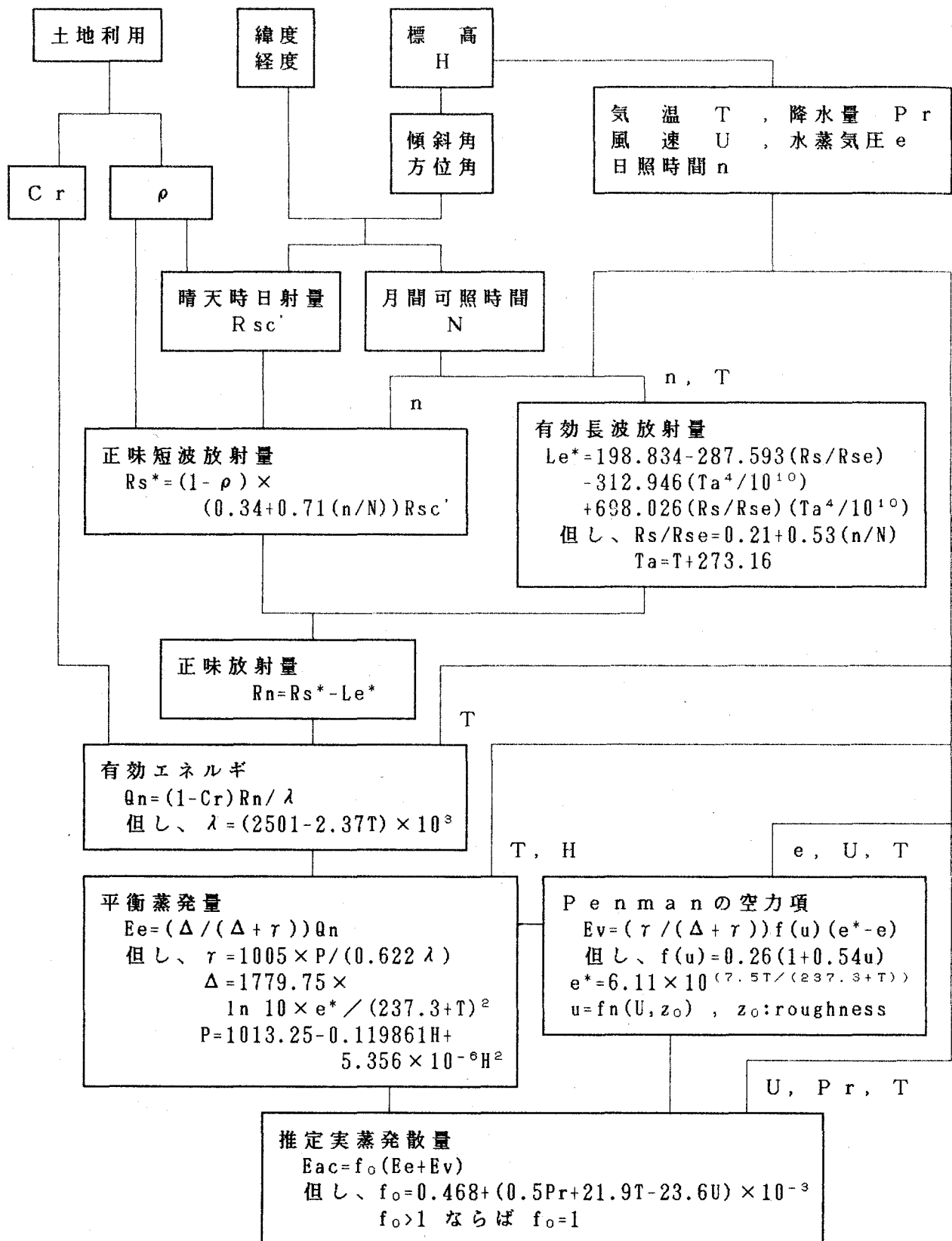


図4.2.1 蒸発散量計算の流れ

表4.2.1 土地利用種とアルベドの対応表 (Kotoda(1986))

| 項 目 | 1月 | 2月 | 3月 | 4月 | 5月 | 6月 | 7月 | 8月 | 9月 | 10月 | 11月 | 12月 |
|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 水 面 | 0.10 | 0.09 | 0.08 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.10 | 0.11 |
| 都 市 | 0.32 | 0.32 | 0.30 | 0.30 | 0.28 | 0.27 | 0.28 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.32 |
| 集 落 | 0.26 | 0.26 | 0.25 | 0.25 | 0.24 | 0.23 | 0.25 | 0.25 | 0.25 | 0.25 | 0.25 | 0.25 |
| 常緑林 | 0.09 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.11 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.10 |
| 落葉林 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.13 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.14 | 0.13 | 0.10 |
| 果樹園 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.16 | 0.17 | 0.17 | 0.17 | 0.17 | 0.16 | 0.15 | 0.15 |
| 桑畑等 | 0.16 | 0.16 | 0.16 | 0.17 | 0.17 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.17 | 0.17 | 0.16 |
| 草 地 | 0.20 | 0.20 | 0.19 | 0.18 | 0.17 | 0.17 | 0.17 | 0.17 | 0.17 | 0.17 | 0.19 | 0.20 |
| 水 田 | 0.16 | 0.15 | 0.10 | 0.08 | 0.08 | 0.10 | 0.13 | 0.22 | 0.18 | 0.15 | 0.15 | 0.15 |
| 菜 園 | 0.25 | 0.25 | 0.25 | 0.25 | 0.24 | 0.23 | 0.25 | 0.25 | 0.24 | 0.24 | 0.25 | 0.25 |
| 裸 地 | 0.32 | 0.32 | 0.30 | 0.30 | 0.28 | 0.26 | 0.28 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.32 |

表4.2.2 土地利用種と地中熱フラックス係数の対応表 (Kotoda(1986))

| 項 目 | 1月 | 2月 | 3月 | 4月 | 5月 | 6月 | 7月 | 8月 | 9月 | 10月 | 11月 | 12月 |
|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 水 面 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 |
| 都 市 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 |
| 集 落 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 |
| 常緑林 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 |
| 落葉林 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.10 | 0.06 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.10 | 0.12 | 0.15 |
| 果樹園 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.15 | 0.12 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.12 | 0.15 | 0.18 |
| 桑畑等 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.16 | 0.16 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.16 | 0.16 | 0.18 |
| 草 地 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.12 | 0.12 |
| 水 田 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.15 | 0.15 | 0.15 |
| 菜 園 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 |
| 裸 地 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 |

表4.2.3 大気の透過率の月平均値

| 1月 | 2月 | 3月 | 4月 | 5月 | 6月 | 7月 | 8月 | 9月 | 10月 | 11月 | 12月 |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 0.74 | 0.71 | 0.67 | 0.65 | 0.65 | 0.65 | 0.65 | 0.66 | 0.68 | 0.70 | 0.73 | 0.74 |

測点では相対湿度の測定を行っていないので、AMeDAS観測点におけるデータを用いる場合には以下の方法で水蒸気圧の換算を行う。すなわち、水蒸気圧が観測されている最も近傍の1地点を選び、その地点の値と気候値から求めた標高に対する平均低減率とによって関数を決定し、その関数を用いてメッシュ毎の水

表4.2.4 水蒸気圧 E (mb) の標高 H (m) に対する回帰式 $E = a + bH$ の係数と相関係数

| 係 数 | 1 月 | 2 月 | 3 月 | 4 月 | 5 月 | 6 月 | 7 月 | 8 月 | 9 月 | 10月 | 11月 | 12月 |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| a | 4.96 | 5.21 | 6.51 | 10.48 | 14.60 | 19.85 | 25.70 | 26.92 | 21.48 | 14.25 | 9.43 | 6.30 |
| $b(\times 10^{-3})$ | -1.56 | -1.80 | -2.36 | -4.02 | -4.96 | -5.54 | -6.57 | -7.43 | -6.46 | -4.71 | -3.31 | -2.09 |
| 相関係数 | -0.77 | -0.83 | -0.86 | -0.89 | -0.92 | -0.94 | -0.96 | -0.97 | -0.95 | -0.93 | -0.88 | -0.82 |

蒸気圧の値を求めている。平均低減率は、関東から中部地方にかけての日本海側に位置する地点を除く15地点の気象官署（長野・宇都宮・高山・松本・軽井沢・前橋・熊谷・岐阜・名古屋・飯田・甲府・浜松・静岡・東京・横浜）における1951年から1980年にかけての平均値を用いて標高に対して直線に回帰された値である。表4.2.4は回帰式の係数の値と相関係数とを示したものであり、冬期以外では非常に高い負の相関係数が示されている。

一方、ペンマンの可能蒸発散量 E_p から実蒸発散量 E_a への変換式 f_a の値は1を越えない、すなわち $f_a \leq 1$ という条件が加えられている。これはこの制約条件がなければ日射量が少なく降水量の非常に多いときには明らかに過大に推定される点、 E_p は一様のポテンシャル値である点、そして第3章の図3.2.1で示されていたように f_a が決定された時点で $f_a = 1$ の近傍に値が集中しそれを越える点がほとんど無かったことによる。なお、この制約条件導入の評価に関しては、第5章で述べる。

また、 f_a の決定に際しては、第3章第2節で述べたように筑波大学水理実験センター内のライシメータの観測値を用いており、同一の f_a が筑波地区以外の地域に適用できるかどうかは問題である。しかし、気候および植生条件の類似している地域に対しては、同一の f_a を採用しても良いと考えられる。わが国の場合、地域間の気候条件の差は見られるが、たとえばケッペンによる気候区の分類を行えば、関東以西の主要地域は同一の項目に分類される。したがって、これらの地域の蒸発散量を求めるための第1近似として同一の f_a を採用することはある程度妥当であると考えられる。

第3節 システムの運用

本節では、広域蒸発散量算定システムにおける計算処理の特性と実際の計算例について説明する。計算処理に関しては、リモートセンシング画像データの解析処理時間および蒸発散量計算に要する処理時間と計算安定性について述べる。また計算結果に関しては、ラインプリンタ上の出力例と画像データとしての出力例とを示す。

リモートセンシング画像データ解析システム' TSUKUSYS' をFACOM M780/20をホストコンピュータとして実行させた場合、前処理に関する各項目と分類に要するCPU時間は表4.3.1 に示した通りである。ここで使用したデータは、4バンドのLANDSAT・MSSデータでありレコード長3596 byteのBIL (Band Interleaved by Line)形式で記録されているものである。原画像の大きさは3596カラム×2983ラインであり、全体シーンの表示の際には7間引きで画素が抽出されている。画素分類は幾何補正および正規化された500カラム×512ラインの大きさを持つ画像に対して行った。

表より、前処理においては幾何補正 (UTM (ユニバーサル横メルカトル) 変

表4.3.1 TSUKUSYSを用いたリモートセンシング画像データ処理時間
(データ: LANDSAT・MSS(4バンド), ホストコンピュータ: FACOM M780/20)

| 処 理 項 目 | CPU時間 (msec) |
|--------------------------|--------------|
| 前処理 | |
| 全体シーン表示 (3596×2983を7間引き) | 10847 |
| 対象領域抽出 | 17924 |
| UTM変換 | 34448 |
| 正規化 | 28164 |
| 教師なし分類 (512ライン×500カラム) | |
| 256点のサンプリングと統計量計算 (20項目) | 4827 |
| 全体画像分類 (セントロイド法) | 13562 |
| 教師つき分類 | |
| 最大尤度法 | 28635 |
| 判別分析法 | 11623 |
| ユークリッド距離法 | 10194 |

換)と正規化が処理に時間を要し、また分類に関しては最大尤度法が他の分類法に比べて2倍以上の時間を要することがわかる。全体シーンの表示から分類結果画像を得るまでの一連の処理に要するCPU時間の合計は100秒程度である。しかし実際に処理に要する合計時間は処理がホストコンピュータからTSSで割り当てられている時間しか実行しない点、幾何補正に必要な標定点の緯度・経度を地形図から読み取ったり、分類に必要なトレーニングデータおよびテストデータを抽出するのに時間を要する点、さらに目的に合致する画像を得るために取り直しが行われることがある点により、数時間に及ぶのが通常である。

次に蒸発散量計算に要する時間は、晴天時日射量を求める際の数値積分におけるシンプソン式の分割数に大きく依存している。分割数と計算に要するCPU時間との関係を示したのが図4.3.1である。図には熊本周辺の500カラム×512ラインの地域を対象として、1985年1月と7月の計算結果を示している。図より、分割数の増加に従ってCPU時間がほぼ直線的に増加する点、月の違いによるCPU時間の差はあるが、その値は全体のCPU時間に比べれば十分に小さい点を読み取れる。

実際の運用を考えると、ある程度の精度が保証されるという条件で計算時間を最小にすることが望ましいと考えられる。そこで、分割数を十分に大きくした場合(ここでは50)を基準にした偏差が、分割数の増加とともにどのように変化するかを調べた結果が表4.3.2である。たとえば、 $\pm 0.02\text{mm/month}$ を計算の安定性の目安とすると、分割数18以上の場合に安定に計算されることになる。したがって、本システムでは分割数を20に定めているが、この値は計算結果の安定性の点で妥当な数と言えるであろう。

計算結果の出力例としてここでは、大和川支流の石川(南河内)地域を事例として取り上げる。同地域はその東部と南部とが標高1000m程度に山地となっており、出力画像データ上に地形の影響が明瞭に現れている。また同地域内には、平坦地および丘陵地も適度に含まれている。

1984年1月、4月および7月に関して、ラインプリンタ上に示したものが図4.3.2である。図中、緯度と経度の値は上の行が対象地域の南東端、下の行が北西端の位置を表している。また、ヒストグラムの各階級の左側に印した数値は、各々の階級値の構成比(%)を表している。図より、冬期には突出して大きい値と小さい

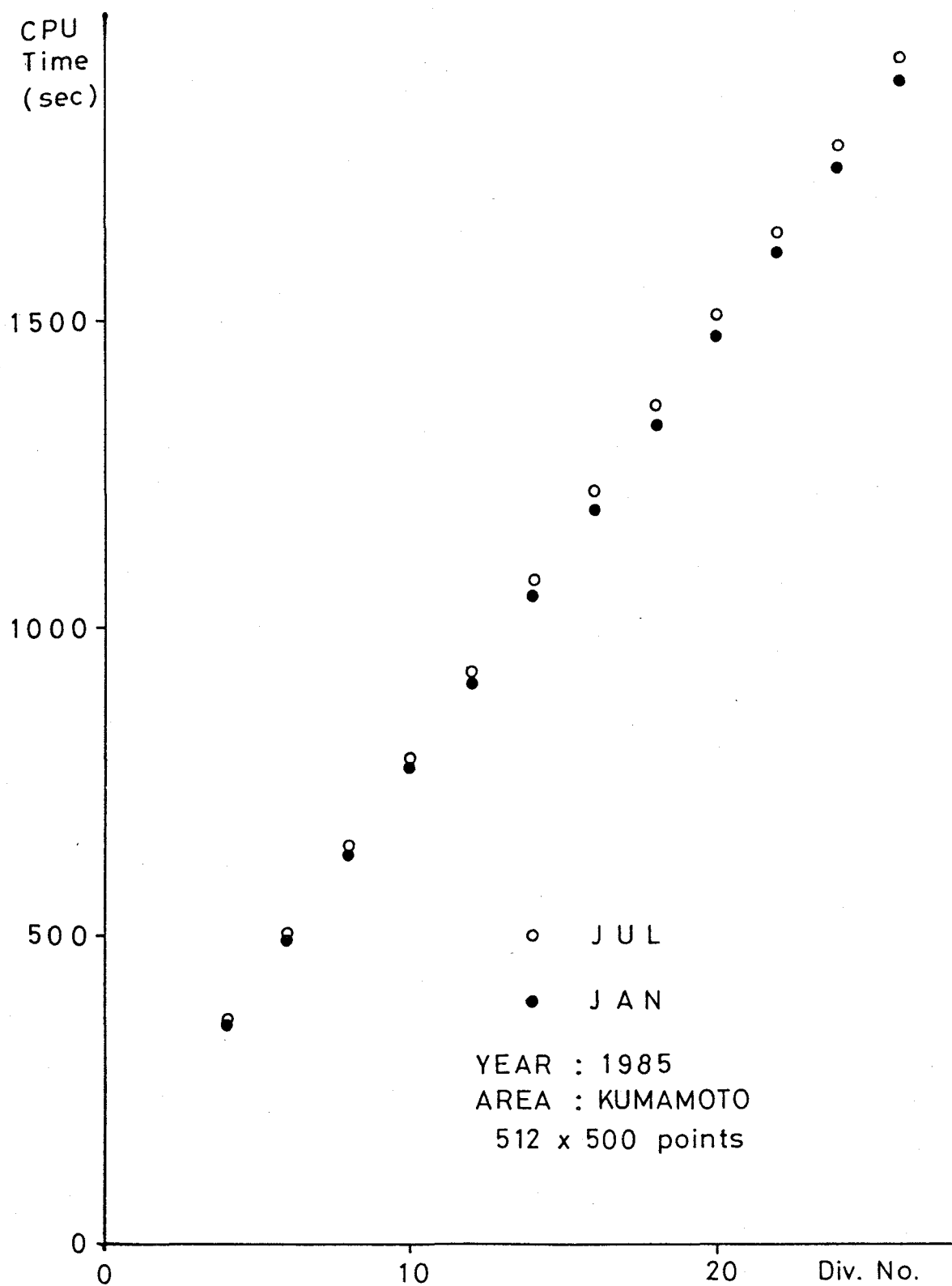


図4.3.1 数値積分中の分割数と月間蒸発散量の算出に要するCPU時間との関係

表4.3.2 日射量数値積分における分割数と推定蒸発散量の基準値からの誤差の関係（単位：mm/month）

| 地 域 名 | | 基 準 値 (分割数50) | 分 割 数 | | | | | | | | | | | |
|--------------|------|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 熊 本 | | | 4 | 6 | 8 | 10 | 12 | 14 | 16 | 18 | 20 | 22 | 24 | 26 |
| 1985 (1月) | Mean | 11.32 | +0.40 | +0.10 | +0.03 | +0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | +0.01 | +0.01 | +0.01 | +0.01 |
| | Max | 20.29 | +0.83 | +0.30 | +0.11 | +0.03 | 0.00 | -0.01 | -0.02 | -0.02 | -0.01 | -0.01 | -0.01 | -0.01 |
| | Min | -0.26 | -0.25 | +0.02 | +0.02 | 0.00 | +0.02 | +0.03 | +0.02 | +0.01 | +0.01 | +0.01 | +0.01 | 0.00 |
| 1985 (7月) | Mean | 107.63 | +2.78 | +0.56 | +0.05 | -0.06 | -0.07 | -0.05 | -0.03 | -0.01 | 0.00 | +0.01 | +0.01 | +0.02 |
| | Max | 126.18 | +3.32 | +0.56 | -0.01 | -0.11 | -0.11 | -0.07 | -0.04 | -0.01 | 0.00 | +0.01 | +0.02 | +0.02 |
| | Min | 67.10 | +1.76 | +0.59 | +0.21 | +0.06 | 0.00 | -0.02 | -0.02 | -0.02 | -0.01 | -0.01 | 0.00 | 0.00 |

値とが存在するのに対し、春期から夏期にかけてヒストグラムが次第に幅を持つ分布を示すようになる様子が読み取れる。すなわち、冬期には太陽高度が低くなるために日影となって日射量の極端に小さくなる部分が存在するのに対し、夏期には太陽高度が高く傾斜面方向の違いによる日射量の差が相対的に小さくなることが主要な原因であろう。

図4.3.3 は上述のヒストグラムの各月に対応した推定実蒸発散量の分布を画像データの形で出力したものである。この図は、原画像は8 bits（256階調）の情報量を持つ多値データであるが、ディザ化と呼ばれる処理により4×4のウィンド毎の平均値をパターンに置き換えて表示したものである。図中より白い部分がより蒸発散量の多い部分を表しており、より黒い部分がより蒸発散量の少ない部分を表している。また図を見易くするために各月は独立に正規化処理が成されているので、異なる月間で絶対値を比較することはこの図からはできない。図を見ると、斜面方向の違いによる蒸発散量の違いが、殊に1月において顕著に現れている。このことは、前述のヒストグラムの分布の特徴として示されていた事項と一致している。図からはまた、山地を覆っている森林地帯における蒸発散量は、冬期には周囲に比べて少なく、一方夏期には周囲に比べて多くなる様子が良く表されている。

なお本章は、筆者の発表した内容（星 等(1987), Hoshi and Uchida(1987), 内田・星(1987)）の一部に加筆・修正を加えたものである。ただし、初期の段階では $f_0 \leq 1$ の制約条件を導入していない点を断わっておく。

ESTIMATED EVAPOTRANSPIRATION (UNIT : MM/MONTH)

YEAR : 1984 MONTH : 1
 LATITUDE : 34 D 20 M 5.6 S LONGITUDE : 135 D 29 M 56.5 S
 LATITUDE : 34 D 34 M 1.1 S LONGITUDE : 135 D 42 M 51.0 S
 LLN : 512 CCN: 400 DX : 49.50 M DY : 50.56 M MESH : 0.25024E+04 SQUARE METERS
 MEAN= 10.35 MAX = 20.29 MIN = -3.46 SD = 3.37 EXCLD= 0
 EE : 1.44 EP : 21.78 PRECIPITATION : 41.38

MAX+
 0.01I
 0.03I
 0.18I
 1.08I*
 3.53I***
 11.15I*****
 19.84I*****
 22.00I*****
 12.79I*****
 7.67I*****
 5.50I*****
 4.06I*****
 3.32I***
 2.70I**
 2.45I**
 1.74I*
 1.22I*
 0.64I
 0.28I
 0.13I
 MIN+

ESTIMATED EVAPOTRANSPIRATION (UNIT : MM/MONTH)

YEAR : 1984 MONTH : 4
 LATITUDE : 34 D 20 M 5.6 S LONGITUDE : 135 D 29 M 56.5 S
 LATITUDE : 34 D 34 M 1.1 S LONGITUDE : 135 D 42 M 51.0 S
 LLN : 512 CCN: 400 DX : 49.50 M DY : 50.56 M MESH : 0.25024E+04 SQUARE METERS
 MEAN= 61.54 MAX = 79.13 MIN = 36.34 SD = 8.08 EXCLD= 0
 EE : 54.79 EP : 86.10 PRECIPITATION : 78.78

MAX+
 0.05I
 1.39I*
 2.40I**
 11.42I*****
 10.77I*****
 7.67I*****
 9.15I*****
 11.18I*****
 8.13I*****
 4.51I*****
 3.78I***
 6.81I*****
 9.31I*****
 7.13I*****
 3.17I***
 1.49I*
 1.48I*
 0.12I
 0.04I
 0.01I
 MIN+

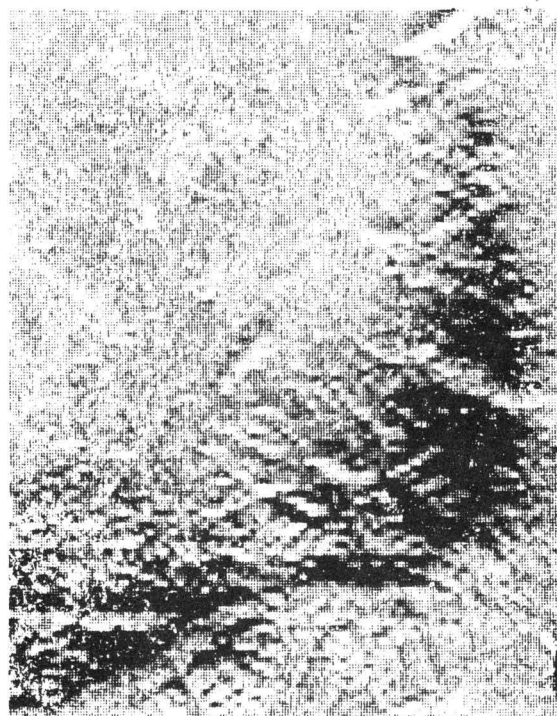
(次ページへ続く)

ESTIMATED EVAPOTRANSPIRATION (UNIT : MM/MONTH)

YEAR : 1984 MONTH : 7
 LATITUDE : 34 D 20 M 5.6 S LONGITUDE : 135 D 29 M 56.5 S
 LATITUDE : 34 D 34 M 1.1 S LONGITUDE : 135 D 42 M 51.0 S
 LLN : 512 CCN: 400 DX : 49.50 M DY : 50.56 M MESH : 0.25024E+04 SQUARE METERS
 MEAN= 100.26 MAX = 125.36 MIN = 58.16 SD = 13.79 EXCLD= 0
 EE : 75.83 EP : 100.26 PRECIPITATION : 152.27

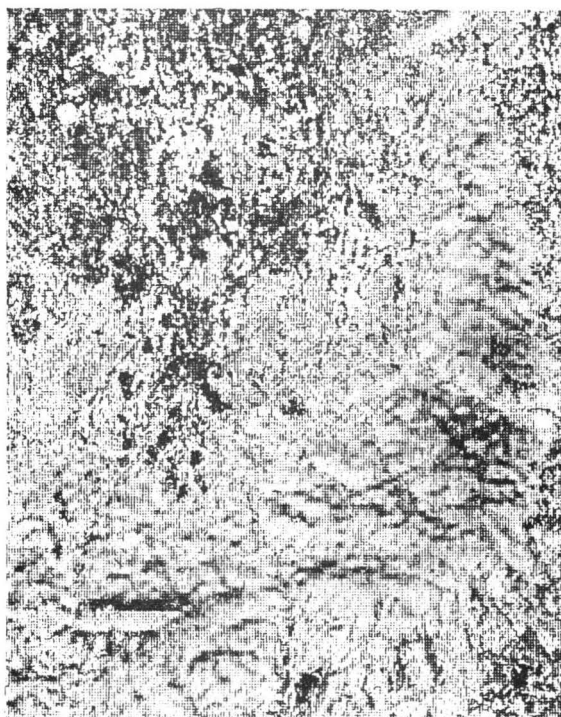
MAX+
 1.32I*
 3.34I***
 11.31I*****
 8.32I*****
 9.14I*****
 10.03I*****
 9.19I*****
 8.81I*****
 5.56I*****
 3.17I***
 3.93I***
 5.05I*****
 5.48I*****
 9.59I*****
 3.50I***
 0.38I
 1.75I*
 0.09I
 0.02I
 0.01I
 MIN+

図4.3.2 蒸発散量計算のラインプリンター上への出力例（石川：1984）

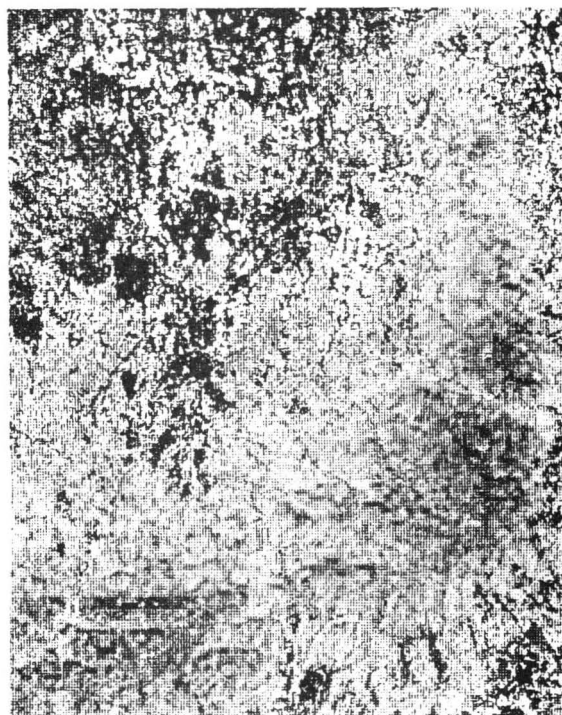


1 月

（次ページへ続く）



4 月



7 月

図4.3.3 蒸発散量計算の画像データの形の出力例（石川：1984）
より白い区域で蒸発散量が多く、黒い区域で少ないことを表す
（地形条件は、p.70の図5.1.2を参照）

第5章 広域蒸発散量算定システムの精度の検証

第1節 対象地域の概要

第4章にて示した広域蒸発散量を用いて、国内の5地域を対象に計算実験を行った。対象地域として選定したのは、熊本市市街地とその周辺（以下、熊本）、大阪府東南部に位置する大和川支流石川流域（以下、石川）、京都府南部に位置する木津川の中流域（以下、木津川）、静岡県中央部に位置する藁科川流域（以下、藁科川）、そして栃木県東部に位置する小貝川流域（以下、小貝川）であり、それらの位置は図5.1.1に示した通りである。以下の5地域の中で熊本地域のみが緯線・経線で囲まれた矩形状の地域を計算対象としており、他の4地域は分水界と河川の流量観測点とで囲まれた流域を計算対象としている。そして、4流域の中で木津川流域のみは2か所の流量観測点で挟まれた中流域を対象地域として選定している。ここで、対象地域の面積は100～300km²であるものを選んでいる。また、図には計器蒸発量の観測点（福岡・米子・潮岬・東京）の位置を合せて示してある。

対象地域の地形および土地利用の特徴に関して、その概略を述べることにする。各対象地域の地形の特徴を見るために、国土数値情報標高データを用いて作成した地形図は図5.1.2に示した通りである。この図は、国土数値情報標高データから対象地域の標高データを作成するのに必要なデータを抽出して内挿補間した値から、走査法によって等高線を検出し、さらに等高線図をラインプリンタ上に出力させたものである。図中描かれている等高線は、熊本が50m間隔である以外は100m間隔である。また熊本を除く4地域の地形図上には、対象とした流域とその主要河川路とが太い線で描かれており、熊本に関しては主な河川と熊本市街地の位置が表されている。

対象地域の土地利用データは、LANDSAT・MSSデータを分類した結果から得られている。表5.1.1は、分類された土地利用項目毎の構成比と原データであるLANDSAT・MSSデータの諸元を示したものである。ここで、原データが1時点のみのLANDSAT・MSSデータであり、また分類項目が予め固定されていないことから、必ずしも分類が最適な形で行われていない点をことわ

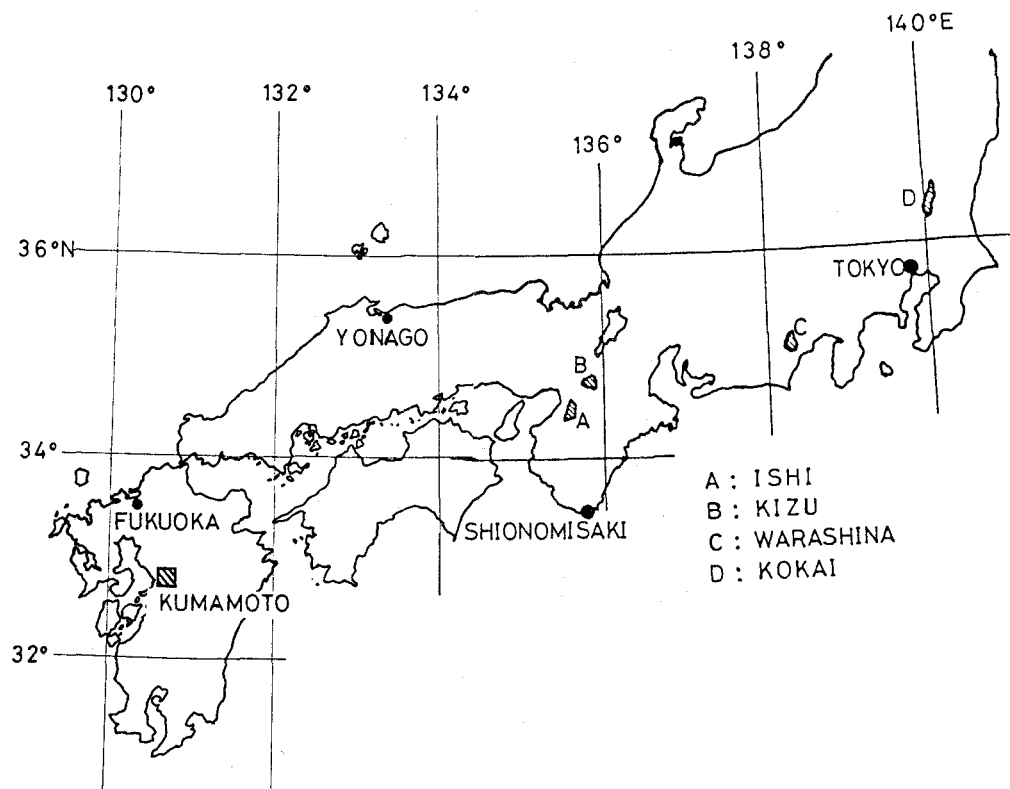
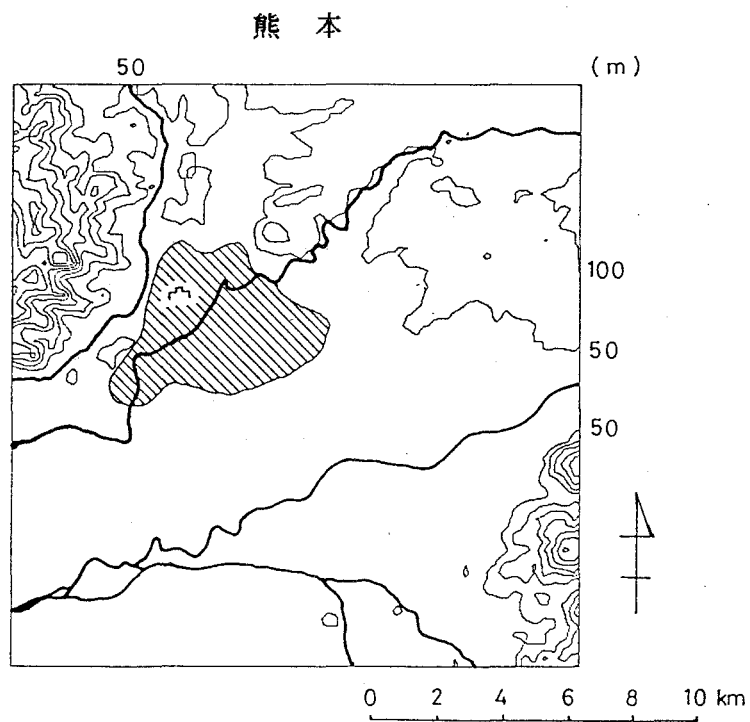
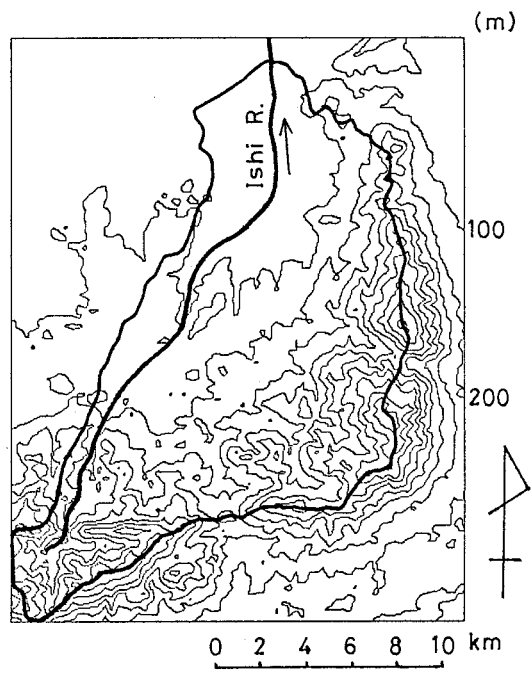


図5.1.1 対称地域の位置 (●印は計器蒸発量の観測点を示す)

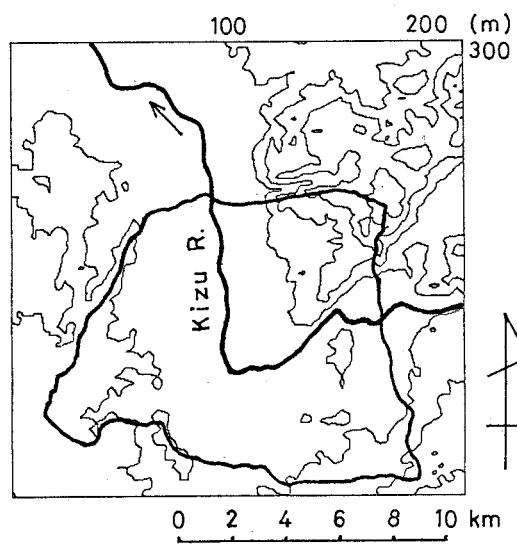


(次ページへ続く)

石 川



木津川



(次ページへ続く)

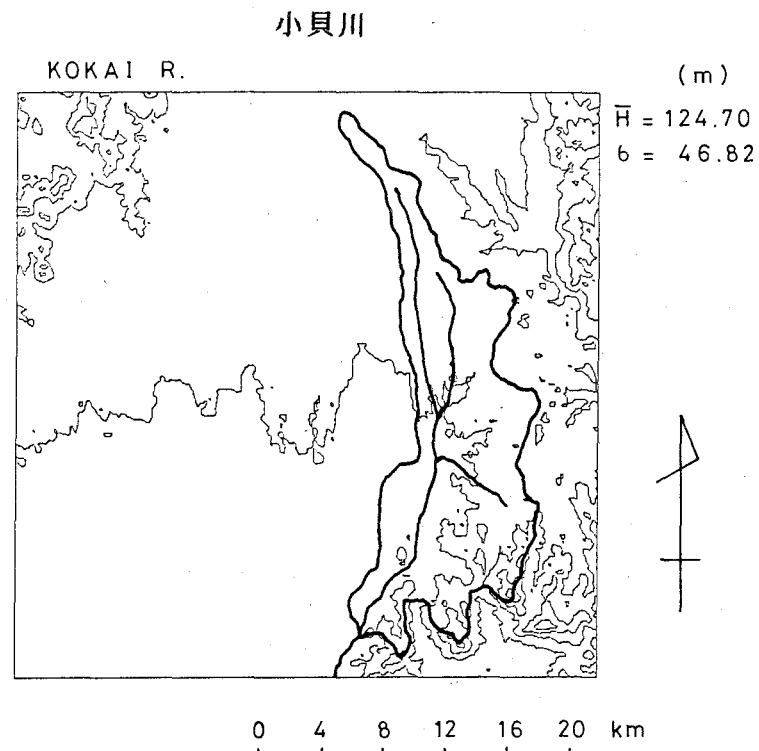
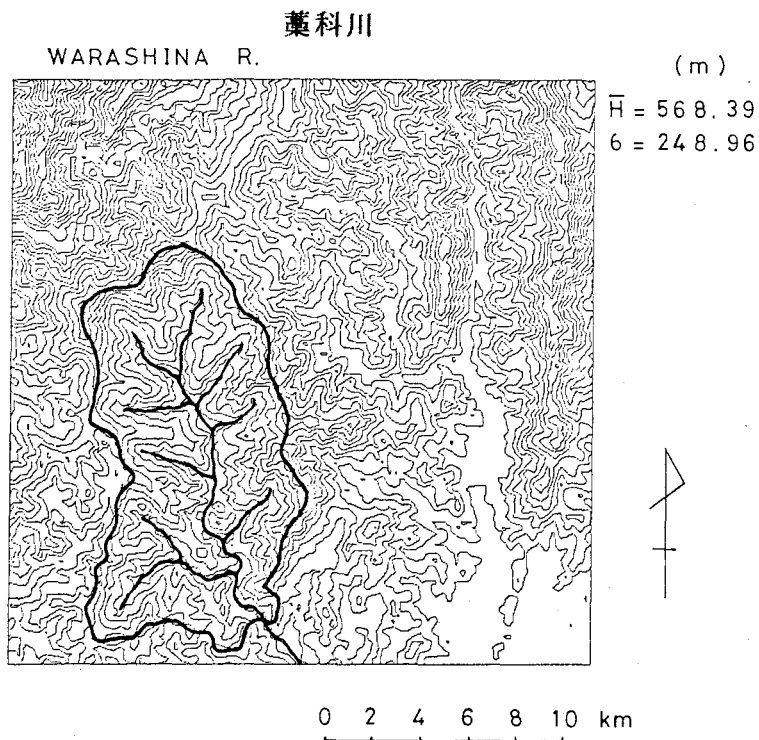


図5.1.2 国土数値情報より作成した対称地域の等高線図
 熊本のハッチ部は熊本市街地、太線は対象流域の範囲と主要
 河川を表す（等高線は熊本が50m、他の地域が100m間隔）

表5.1.1 分類された土地利用項目の構成比(%)

| | 熊 本 | 石 川 | 木津川 | 薬科川 | 小貝川 |
|--------------------|----------|----------|----------|-----------|-----------|
| 面積:km ² | 303.6 | 215.2 | 103.0 | 112.2 | 205.0 |
| 水面 | 0.21 | 0.08 | 9.33 | 0.00 | 0.50 |
| 都市 | 2.24 | 0.88 | 4.03 | 0.00 | 0.09 |
| 集落 | 7.27 | 8.54 | 8.94 | 0.04 | 10.63 |
| 常緑林 | 8.05 | 32.31 | 18.57 | 58.47 | 23.27 |
| 落葉林 | 15.37 | 17.40 | 9.54 | 3.78 | 15.57 |
| 果樹園 | 18.95 | 6.04 | 5.83 | 2.62 | 26.07 |
| 桑畑等 | 2.04 | 7.59 | 2.08 | 30.82 | 1.98 |
| 草地 | 2.92 | 3.71 | 2.65 | 0.17 | 4.30 |
| 水田 | 24.32 | 11.25 | 28.20 | 0.91 | 11.55 |
| 菜園等 | 17.49 | 5.27 | 7.80 | 1.00 | 5.79 |
| 裸地 | 0.94 | 1.81 | 1.89 | 0.00 | 0.27 |
| その他 | 0.20 | 3.99 | 1.63 | 1.59 | 0.00 |
| 原データ | | | | | |
| Mission | LANDSAT2 | LANDSAT3 | LANDSAT3 | LANDSAT2 | LANDSAT2 |
| Path-Row | 121-37 | 118-36 | 118-36 | 116-36 | 115-35 |
| Date | 1981.3.5 | 1980.4.3 | 1980.4.3 | 1979.5.22 | 1979.5.21 |

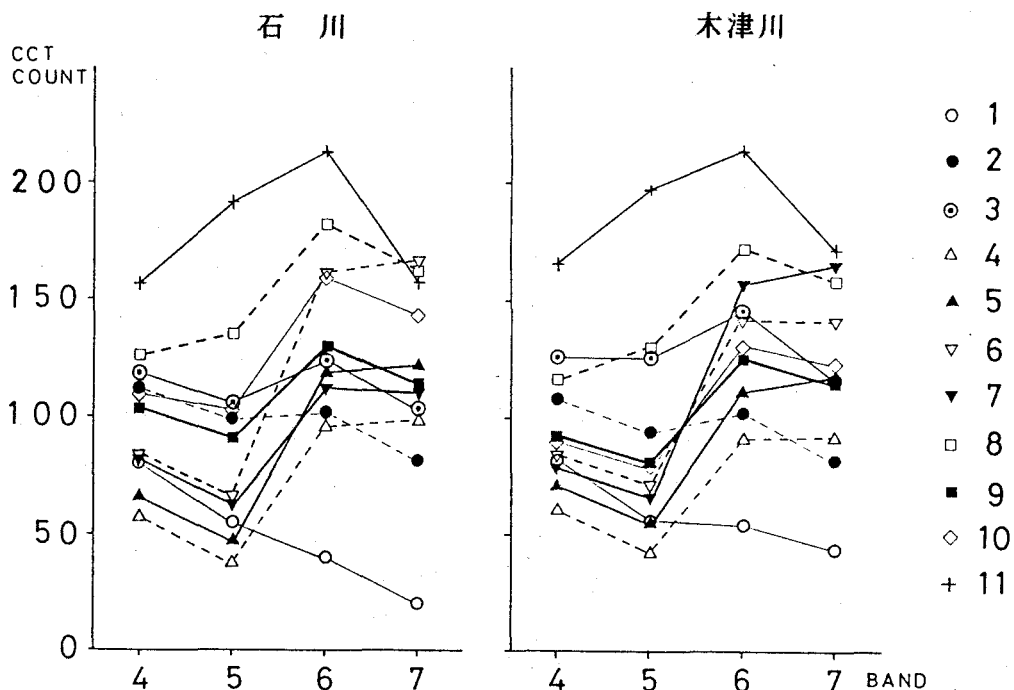


図5.1.3 各土地利用項目毎のトレーニングエリアの分光特性

1:水面,2:都市,3:集落,4:森林(常緑),5:森林(落葉),6:果樹園

7:桑畑等,8:草地,9:水田,10:菜園,11:裸地

っておく必要がある。すなわち、1時点でも地上分解能が79mのLANDSAT・MSSデータから、たとえば果樹園、桑畑、菜園といった類似した植生条件を完全に識別することは困難である。

このことは、各分類項目毎の分光特性を示すことによって説明できる。図5.1.3は、石川および木津川地域の分類に用いた各分類項目の教師データの分光特性を示したものである。この図から、植生系の項目間のスペクトル特性は互いに類似している点を読み取れる。また、両地域は同一のLANDSATシーンから抽出したものであるから、同一の分類項目に対しては、地域間でほぼ同一の分光特性を持つことが期待される。しかし、植生系の項目については地域間で分光特性のばらつきが見られる。

以上のように土地利用の分類精度に問題が無くはない。しかしながら、分類結果と土地利用図あるいは地形図とを対比させたところ概して合致しており、分類誤差の広域蒸発散量の算定に及ぼす影響は小さいものと考えられる。そこで、図5.1.2と表5.1.1より各地域の特徴を要約すると以下ようになる。

熊本：標高50m以下の低平な部分が広がり、標高300～400m程度の山地が地域の北西部と南東部にのみ存在する。土地利用に関しては、水田の面積率が高く、また果樹園（みかん畑）に分類された部分も多い。

石川：流域の東部と南部とは標高1000m程度の山地を形成しており、石川はほぼ南から北へ流れている。そして川の中流部は段丘状の丘陵地帯を形成している。土地利用に関しては、上流域では林地が卓越しているが、中流域より下では大阪へのアクセスが近年良くなってきたため集落地が多くみられる。

木津川：標高100m程度の河川の後背地と段丘部が地域のかなりの部分を占めている。木津川は、東から流入し北西方面へ流れ出ている。土地利用に関しては、水田の面積率が高く、また都市域や集落地も多い。ただし、果樹園の面積率は熊本のように高くはない。

薬科川：地形は大部分が急傾斜の山地であり、流域内の最高地点と最低地点との標高差は1500m程度に達する。薬科川は流域内をほぼ北から南へ流れている。土地利用に関しては、林地が多く、集落地は面積率にすると僅かである。

小貝川：標高100～200m程度の丘陵地帯が広がり、起伏はあまり大きくないが水田の面積率は比較的小さい。むしろ果樹園が広く見られ、その中を小貝川がほ

表5.1.2 蒸発散量算定に用いた気象観測点の標高値

| 熊 本 | | 石 川 | | 木 津 川 | | 藁 科 川 | | 小 貝 川 | |
|-----|-------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 観測点 | 標高(m) | 観測点 | 標高(m) | 観測点 | 標高(m) | 観測点 | 標高(m) | 観測点 | 標高(m) |
| 熊 本 | 38 | 大 阪 | 23 | 京 都 | 41 | 静 岡 | 14 | 宇都宮 | 120 |
| 人 吉 | 147 | 生 駒 | 626 | 奈 良 | 105 | 井 川 | 770 | 烏 山 | 160 |
| 阿蘇山 | 1143 | 堺 | 30 | 上 野 | 159 | 本川根 | 290 | 真 岡 | 88 |
| — | — | 熊 取 | 68 | — | — | 清 水 | 3 | 笠 間 | 65 |
| — | — | 高野山 | 795 | — | — | 牧の原 | 190 | 下 妻 | 20 |

* : 1983年10月より162mに変更

ぼ北から南へ流れている。

次に対象地域の気象条件について説明する。対象地域内の各メッシュ単位における気象要素の値は、第4章で示したように対象地域内あるいはその近傍に位置する数地点の観測値を用いて標高の1次関数値として与えられる。各対象地域の蒸発散量算定に際し用いた気象観測値の観測地点名とその標高値は表5.1.2に示した通りである。表中の観測地点のうち、大阪は管区气象台、熊本、京都、奈良、静岡、宇都宮はそれぞれ地方气象台、人吉、阿蘇山、上野はそれぞれ測候所、そして他の地点はAMeDAS観測点である。なお、観測地点の標高値は小数点以下を四捨五入した値を示している。ここで、全ての気象観測地点の中で対象地域内に位置しているのは熊本と真岡の2地点のみである。しかし他の地点も、人吉がやや離れている(50km程度)以外は対象地域から30km以内の近傍に位置している。

各地域の気象条件の概要を見るために、対象地域内に位置するかあるいは無ければ最も近くに位置する観測地点を1点ずつ選び、各々の気温、降水量、日照時間に関して1980年から1984年にかけての5年間の平均値を示したものが表5.1.3である。表より各対象地域の気象条件を概観すると以下のようなになる(括弧内は観測地点名を表す)。

熊本(熊本)：冬期は月平均気温が5℃程度であり月間降水量も50mm程度と比較的少雨であるが、夏期にはかなり高温になり降水量も集中する。降水量は6月から8月の3か月間で年降水量の半分を越える1000mm以上に達している。月間の

表5.1.3 対象地域代表気象観測点における平均気温、降水量、および日照時間（1980～1984）

| 観測地点 | 1月 | 2月 | 3月 | 4月 | 5月 | 6月 | 7月 | 8月 | 9月 | 10月 | 11月 | 12月 | 年間 |
|------|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 熊本 | T (°C) | 4.2 | 5.1 | 9.9 | 15.5 | 19.6 | 23.3 | 26.7 | 27.3 | 23.5 | 18.2 | 12.7 | 6.6 |
| | P _r (mm) | 57.9 | 60.0 | 135.1 | 136.0 | 185.9 | 328.2 | 541.9 | 239.6 | 161.2 | 104.1 | 74.1 | 33.4 |
| | S (hrs) | 152.2 | 149.8 | 161.1 | 190.4 | 218.1 | 157.2 | 193.1 | 209.1 | 173.0 | 196.3 | 164.4 | 159.7 |
| 熊取 | T (°C) | 3.9 | 3.6 | 7.3 | 13.1 | 17.8 | 21.5 | 25.1 | 26.1 | 22.0 | 16.5 | 11.9 | 6.8 |
| | P _r (mm) | 38.4 | 47.0 | 63.8 | 127.3 | 152.6 | 170.8 | 159.6 | 126.2 | 129.0 | 97.0 | 67.6 | 34.6 |
| | S (hrs) | 148.6 | 168.4 | 190.8 | 208.4 | 245.1 | 186.6 | 219.2 | 242.2 | 188.2 | 190.4 | 159.3 | 154.1 |
| 奈良 | T (°C) | 2.8 | 2.9 | 6.7 | 13.0 | 18.0 | 21.6 | 25.1 | 26.1 | 21.6 | 15.8 | 10.8 | 5.4 |
| | P _r (mm) | 41.6 | 47.9 | 98.0 | 127.6 | 125.4 | 177.7 | 182.5 | 189.1 | 189.4 | 100.3 | 61.7 | 33.1 |
| | S (hrs) | 141.1 | 152.8 | 167.7 | 193.0 | 232.4 | 172.2 | 185.3 | 206.6 | 165.4 | 173.2 | 148.1 | 151.9 |
| 本川根 | T (°C) | 1.9 | 2.4 | 6.3 | 12.1 | 16.8 | 20.2 | 23.3 | 24.2 | 20.7 | 15.2 | 9.7 | 3.8 |
| | P _r (mm) | 67.4 | 76.2 | 229.2 | 305.6 | 282.4 | 322.6 | 356.8 | 588.6 | 356.2 | 216.4 | 175.4 | 37.4 |
| | S (hrs) | 176.6 | 179.6 | 190.1 | 165.9 | 206.3 | 119.7 | 144.4 | 169.0 | 146.3 | 166.6 | 154.6 | 169.8 |
| 真岡 | T (°C) | 0.6 | 0.8 | 5.0 | 11.1 | 16.6 | 19.6 | 22.9 | 24.4 | 20.2 | 14.4 | 8.3 | 3.0 |
| | P _r (mm) | 23.0 | 36.0 | 80.6 | 100.4 | 123.0 | 154.4 | 164.2 | 155.4 | 159.4 | 114.0 | 51.0 | 23.6 |
| | S (hrs) | 228.5 | 217.4 | 222.2 | 206.6 | 233.2 | 152.8 | 161.9 | 191.4 | 154.9 | 188.3 | 177.4 | 216.5 |

日照時間は、4，5，7，8，10月に200時間前後と長く他の月はやや短い。

石川（熊取）：冬期の月平均気温は5°Cを少し下回り、月間降水量も50mm以下である。7～8月には25°Cを越える高温となるが、月間降水量は4～9月の間は150mm前後であり夏期に集中するような降り方ではなく、年降水量も1200mm程度と少ない。日照時間は4，5，7，8月に200時間を越える。

木津川（奈良）：地理的にも近いことから石川における気象条件と良く似ている。ただし、観測点が内陸部に位置していることから以下の相違点が見られる。それらは、第1に気温は冬期には1°C程度低く、第2に降水量が年間を通じてやや多く、そして第3に日照時間は月々約10時間程度ずつ短い点である。

藁科川（本川根）：観測点の標高が高いために日平均気温は冬期には2°C程度、夏期にも25°C未満である。降水量は冬期を除けば相当に多く3月から10月までの間の月間降水量はいずれも200mm以上であり、年降水量も3000mmに達する。日照時間は7～8月においても短く、200時間を越えるのは5月のみである。

小貝川（真岡）：平均気温は冬期には1°C程度、夏期にも25°Cを越えず、5流域の中で最も低い。これは観測点の標高が高いというのではなく、地理的關係のためである。降水量の月変化は石川や木津川と類似しているが、ここでは特に冬期の降水量が少ない。日照時間は冬期に長いのが特徴的であり、12月から5月にかけてはいずれも200時間を越える。

以上に示した各対象地域の気象条件の説明は、特定の観測点における値に関して述べたものである。したがって、こうした説明が地域を代表しているものかどうかという点に問題は残されている。しかしながら、これらの気象要素の値が蒸発散量算定の過程で直接的に用いられており、また説明の中で地理的な差異が明確に示されている。それ故、以上の説明によって各地域の気象条件の特性が十分に表現されていると考えられる。

第2節 算定式の検討

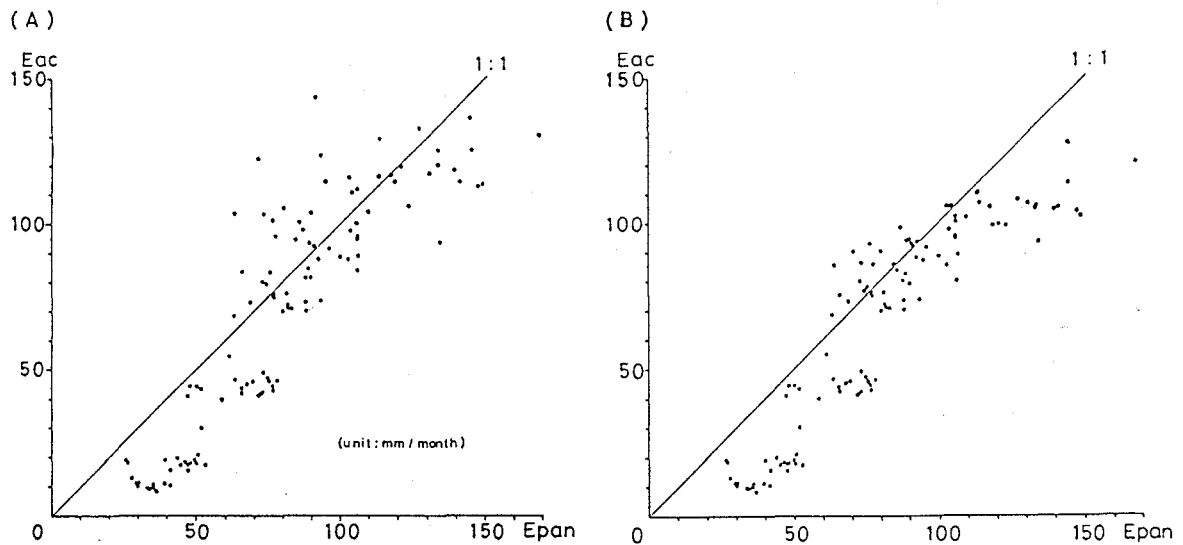
実蒸発散量を算定するのに際し、ペンマンの可能蒸発散量から実蒸発散量への変換式 f_e (式(4.2.4)) が導入され、さらに $f_e \leq 1$ という制約条件が加えられた。この制約条件はKotoda(1986)により示された式中には存在しなかったものであり、試験的な計算の過程において明らかに蒸発散量が過大に算出されていると思われる値が出現したことに對して補正を行うために採用したものである。式(4.2.4)を見ると、気温の高い時期において降水量が多ければ f_e が1を越えるような場合が生じることがわかる。降水量の増加にともない土壌水分が保たれることから、ある程度までは降水量の増加が蒸発散量の増加に結びつくであろう。しかしながら、土壌が十分に湿った状態にさらに降水が加わっても蒸発散量はほとんど増加しないものと考えられる。

そこで本節では、制約条件を採用した場合としない場合との計算結果を比較することによって、制約条件の評価を行うことにする。算定結果の評価を行うために、ここでは計器蒸発量の値の変動に対する相関を調べることにした。計器蒸発量を用いた理由は、計器蒸発量は期間を通して地表面が十分に湿った状態、すなわち f_e の値が大きい場合の蒸発散量と高い相関を持つと考えたからである。

図5.2.1 は熊本と木津川地域とを対象に、制約条件を用いない場合(A)と用いた場合(B)について、月々の推定蒸発散量と計器蒸発量との比較を行ったものである。ここで、縦軸はそれぞれ推定実蒸発散量を表し、横軸は熊本に関しては福岡における計器蒸発量、また木津川に関しては米子と潮岬の計器蒸発量の平均値を表している。図より、(A)においては計器蒸発量の値が100mm前後において実蒸発散量の大きい方向に値のばらつきが見られるのに対し、(B)においてはばらつきが抑えられ、値が線状に集塊しているように見える。こうした傾向が殊に熊本において顕著にみられるが、これは熊本における夏期の降水量が非常に大きく f_e が1をかなり越える値になることに對するものと思われる。

制約条件採用の効果を確認するために、月間値の年々の変動に対する推定実蒸発散量と計器蒸発量との間の相関係数値を求めた結果を表5.2.1に示す。表には、前出の熊本、木津川に加えて石川に對しての計算結果を合せて示してある。ただ

熊本 (1975 - 1985)



木津川 (1975 - 1985)

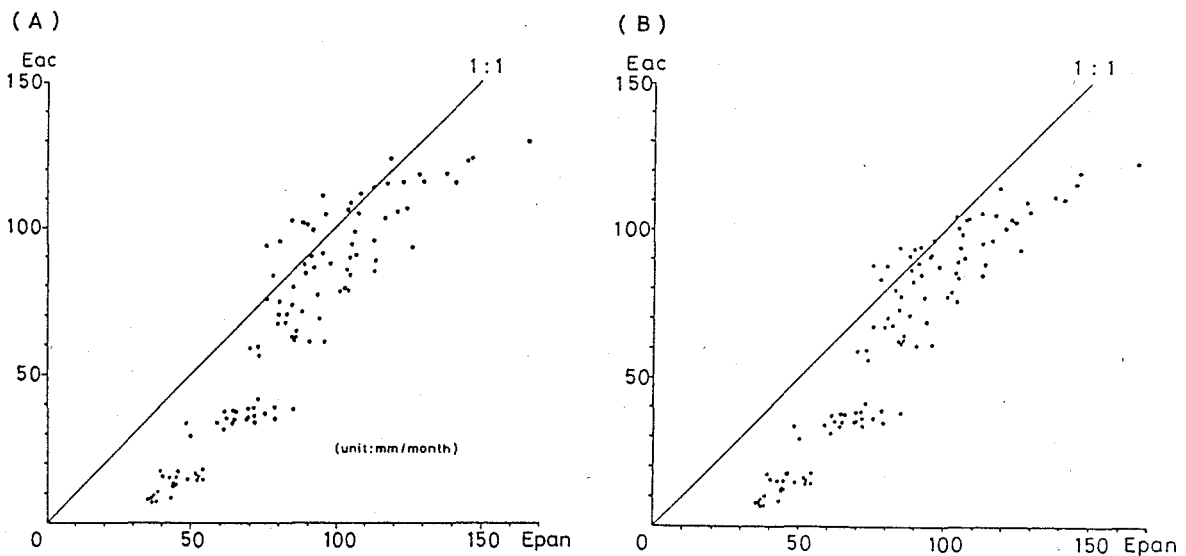


図5.2.1 $f_e \leq 1$ の制約条件の効果を表す推定蒸発散量 (E_{ac}) と
計器蒸発量 (E_{pan}) との関係 (A: 制約なし, B: 制約有り)

し、石川に関しては、計器蒸発量は木津川の場合と同じく米子と潮岬における計器蒸発量の平均値を用い、また計算対象としたのは1978～1985年の値である。表に示されているのは6～8月の3か月のみであるが、これは f_e の値が1を越えるのが気温が高くしかも降水量の多い場合であるためである。表より、制約条件を

表5.2.1 制約条件 ($f_e \leq 1$) の効果

| 地域名 | 6 月 | | 7 月 | | 8 月 | |
|-----|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| 熊 本 | 0.439 | 0.679 | -0.018 | 0.870 | 0.558 | 0.664 |
| 石 川 | 0.551 | 0.800 | 0.624 | 0.700 | 0.379 | 0.777 |
| 木津川 | 0.297 | 0.554 | 0.825 | 0.882 | 0.837 | 0.920 |

注) 値は計器蒸発量と実蒸発散量との相関係数値
 左側が改良前, 右側が改良後
 熊本・木津川は1975~1985年, 石川は1978~1985年の値

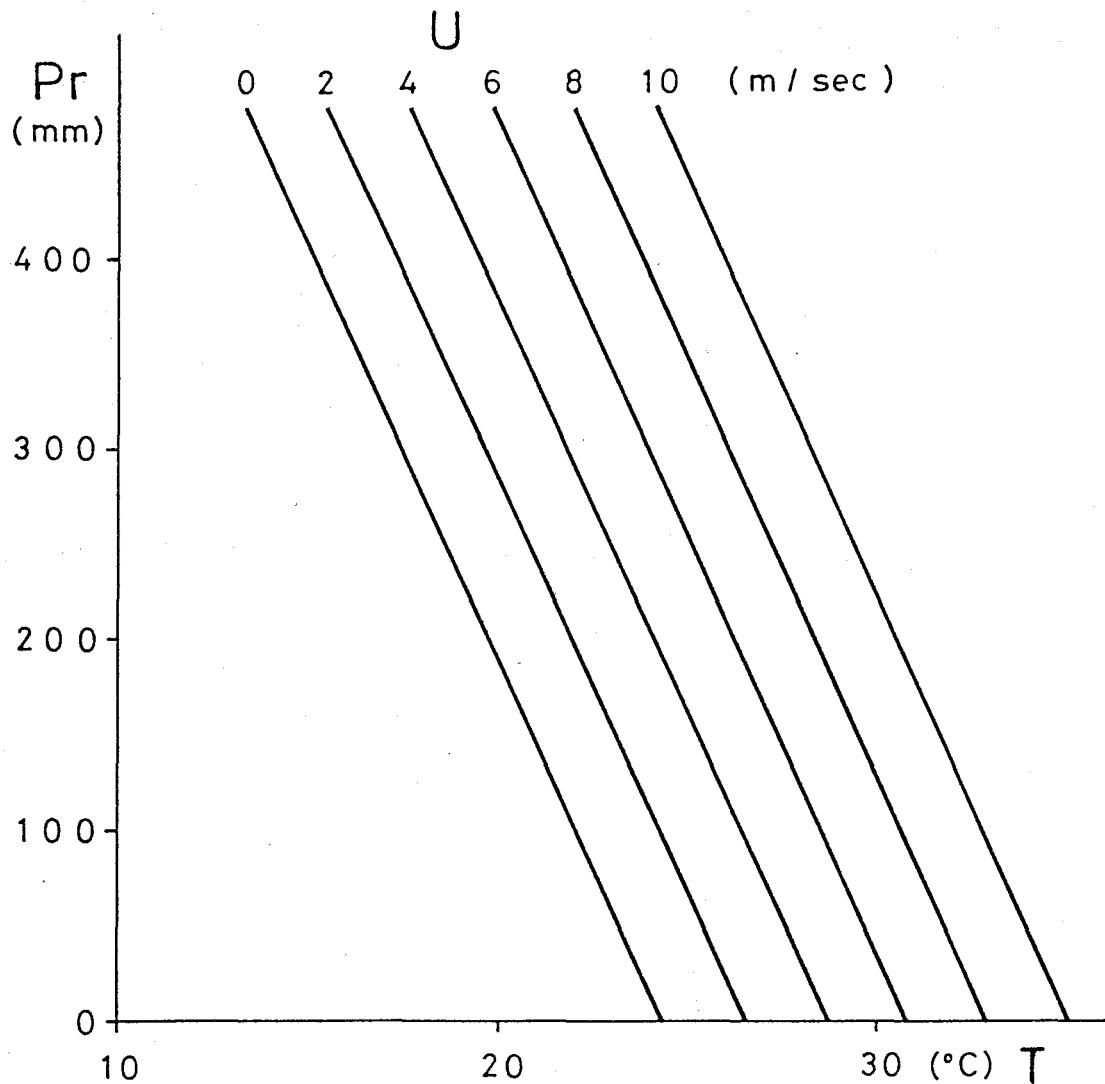


図5.2.2 $f_e = 1$ となる場合の各気象要素間の関係

用いることによって相関係数値が明らかに高くなったことがわかる。そして、改善された場合の相関係数値は低くても0.55程度であり、約半数が0.8以上の高い値となっており、有意な正の相関が示されていると言える。したがって以降、この $f_e \leq 1$ という制約条件を採用することに大きな問題は無いと考えられる。

ところで $f_e > 1$ に対応する気象条件について次に考える。式(4.2.4)より f_e は気温 T 、降水量 P 、および風速 U の関数であるが、この式より $f_e = 1$ となる場合の各要素の値を図示したものが図5.2.2である。この図において、各風速毎に直線で示した値よりも上にある場合には $f_e > 1$ となる。この図はまた、実蒸発散量が蒸発散位に近い値を示すための気象条件を表すものと考えられる。ただし、たとえば高温の場合にはたとえ降水量が非常に少なくとも $f_e > 1$ となる場合があるが、これは現実的ではなく、そのような気象条件の地域に適用する場合には推定式を改良する必要があるだろう。

第3節 計器蒸発量との比較

本節から第5節にかけては、石川、木津川、藁科川、小貝川の4流域を対象に広域蒸発散量算定システムにより推定を行った実蒸発散量と他の推定法により求められた値との比較の結果を述べる。本節ではまず計器蒸発量との比較を行う。計器蒸発量の値は一種の蒸発散位であり、実蒸発散量とは異なるのが通常である。しかしながら、実蒸発散量の計器蒸発量に対する比は、土地利用の状態による違いはあるが、わが国の場合には季節毎に一定幅の中の値を持つものとみなされている（第1章第2節参照）。そこでここでは、実蒸発散量の計器蒸発量に対する比に着目して算定結果の検討を行う。

各対象地域に関して、月間の推定実蒸発散量（ E_{ao} ）と計器蒸発量（ E_{pan} ）との関係を示したものが図5.3.1である。ここで用いている計器蒸発量の値は、石川および木津川に関しては米子と潮岬における観測値の平均値、藁科川に関しては潮岬と東京における観測値の平均値、そして小貝川に関しては東京における観測値である。また、計器蒸発量の観測値は冬期において欠測となる場合が多くみられるが、欠測値に対応する値は図中には示されていない。

金子(1973)によれば、口径20cmの小型蒸発計蒸発量に対する実蒸発散量の比の値は、冬期から春期にかけては0.4~0.6、夏期から秋期にかけては水田が1.0~1.4程度であり、水田以外では0.7~0.9程度であると示されている。図5.3.1において E_{pan} の値として用いているのは口径120cmの大型蒸発計による蒸発量であるために、期待される比の値は金子の提示した値よりも少し小さい値である。図より比の値を読み取ると、 E_{pan} が60mm程度以下では0.2~0.4、 E_{pan} が60mmから80mm程度の間では0.6~0.8、 E_{pan} が80mmから100mm程度では0.8~1.0、そして E_{pan} が100mmを越える場合には次第に比の値が小さくなる様子が示されている。これらの値は E_{pan} が60mm程度以下の場合に少し過小と思われる他はほぼ期待された値と一致していると言える。

次に比の値を月単位に調べた結果は表5.3.1に示した通りである。表には、月間値の年々の変動に対する実蒸発散量と計器蒸発量との間の相関係数値を合せて示してある。また、実蒸発散量と計器蒸発量として表されている値は図5.3.1に示さ

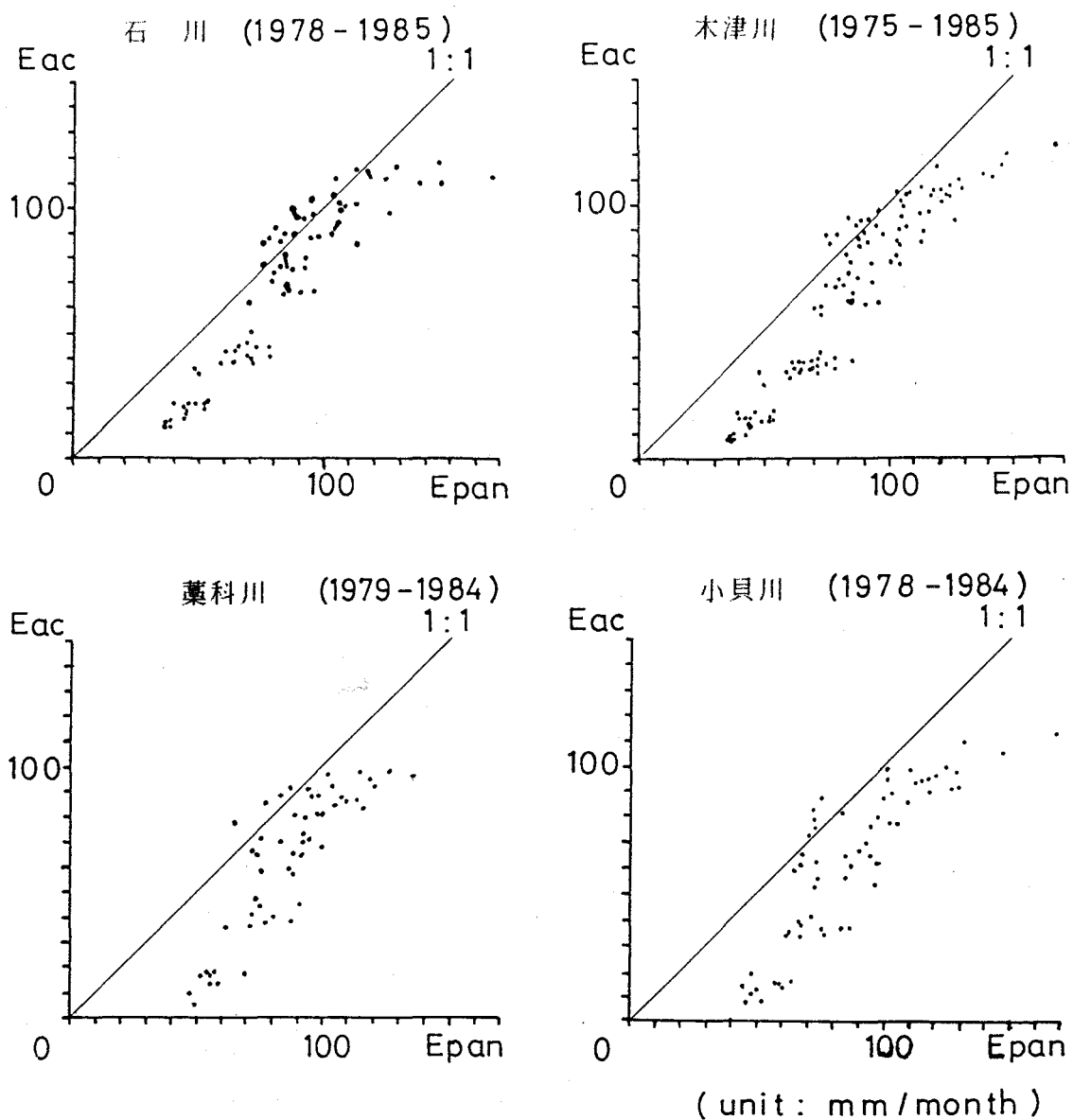


図5.3.1 月間の推定実蒸発散量 (E_{ac}) と計器蒸発量 (E_{pan}) との関係

れていた期間における平均値である。表より、月々の比の値の変化を地域間で比較すると、石川と木津川とが良く似ており、また薬科川と小貝川とが良く似ており、大きく2種類のタイプに分けることができる。すなわち、前者は後者に比べて比の値が7月においてほぼ同じである他は0.1程度大きく、また極大となる月が前者は6月であり、一方後者は7月であるという相違点がある。計器蒸発量の地域差は第6章第2節で示すように小さく、上記のような傾向は地域的特性の1つであると考えられる。

表5.3.1 推定実蒸発散量 (E_{ac}) と計器蒸発量 (E_{pan}) の月平均値と相関係数 (R)

| 地 域 名 | | 4 月 | 5 月 | 6 月 | 7 月 | 8 月 | 9 月 | 10月 | 11月 |
|-------|------------------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|
| 石 川 | E_{ac} (mm) | 67.88 | 93.88 | 93.08 | 107.80 | 109.20 | 78.16 | 42.92 | 19.05 |
| | E_{pan} (mm) | 80.89 | 107.54 | 90.50 | 113.36 | 119.94 | 85.64 | 71.26 | 47.61 |
| | E_{ac}/E_{pan} | 0.809 | 0.873 | 1.029 | 0.951 | 0.916 | 0.913 | 0.602 | 0.400 |
| | R | 0.107 | 0.499 | 0.800 | 0.700 | 0.777 | -0.140 | -0.149 | 0.396 |
| 木津川 | E_{ac} (mm) | 66.93 | 94.27 | 95.53 | 110.60 | 110.10 | 78.64 | 40.94 | 17.02 |
| | E_{pan} (mm) | 82.11 | 107.34 | 90.54 | 118.11 | 118.72 | 88.20 | 72.05 | 48.07 |
| | E_{ac}/E_{pan} | 0.815 | 0.878 | 1.055 | 0.936 | 0.927 | 0.892 | 0.568 | 0.354 |
| | R | 0.119 | 0.259 | 0.544 | 0.882 | 0.920 | 0.442 | 0.403 | 0.364 |
| 藁科川 | E_{ac} (mm) | 62.29 | 86.62 | 80.42 | 90.69 | 92.20 | 69.44 | 40.09 | 16.10 |
| | E_{pan} (mm) | 86.25 | 107.47 | 89.77 | 97.15 | 112.67 | 88.02 | 80.43 | 57.87 |
| | E_{ac}/E_{pan} | 0.722 | 0.806 | 0.896 | 0.933 | 0.818 | 0.789 | 0.498 | 0.278 |
| | R | 0.188 | 0.608 | 0.717 | 0.604 | 0.735 | 0.640 | 0.429 | 0.202 |
| 小貝川 | E_{ac} (mm) | 58.16 | 84.68 | 82.20 | 92.34 | 97.55 | 66.12 | 36.42 | 13.81 |
| | E_{pan} (mm) | 84.14 | 111.04 | 97.90 | 99.49 | 122.53 | 82.00 | 75.79 | 55.16 |
| | E_{ac}/E_{pan} | 0.691 | 0.763 | 0.840 | 0.928 | 0.796 | 0.806 | 0.481 | 0.250 |
| | R | 0.148 | 0.895 | 0.900 | 0.935 | 0.944 | 0.028 | -0.068 | 0.621 |

実蒸発散量と計器蒸発量との間の相関係数値を見ると、夏期の3か月間（6月から8月）における両者の相関は高いが、他の月における相関は必ずしも高くないことがわかる。夏期以外の月で相関が高くないことは、以下に述べる幾つかの要因の結果であると考えられる。第1に計器蒸発量の値は土壌水分量や植生状態とは無関係のポテンシャル値であり、実蒸発散量との間にはかなり大きな差異が生じ得ることが挙げられる。第2には、ペンマンの可能蒸発散量は同種のポテンシャル値であり、変換係数 f_p を差異を埋め合せるような形で決定されていることが挙げられる。そして第3には、夏期においてのみ十分に温暖かつ湿潤であるという実蒸発散量がポテンシャル値に近い値となる気象条件であることが挙げられ

る。

変換式 f_0 を調べると、入射する放射量との相関が正と負になるように互いに対立する反応が考えられる気温と降水量という2個の要素がいずれも f_0 の値を大きくするように働いている。しかしこのことから、 f_0 を求める式が矛盾しているとは必ずしも言えない。というのは降水量の増加は土壌水分量の維持や遮断成分の補給という実蒸発散量を増加させる要因ともなっているからである。また f_0 の決定に関する他の問題点として、それがどの程度の地域を代表することができるかという点がある。夏期における相関係数値を見ると、小貝川における値が最も高くなっているが、これは小貝川地域が f_0 の決定に用いたデータを採集した地点（筑波）に最も近いことに対応しているものと考えられる。

第4節 ソーンズウェイト法との比較

ソーンズウェイト法は月平均気温のみを用いて可能蒸発散量を求める方法であり、求め方は次式で示した通りである（榎根(1980)）。

$$E_t = 16 \left(\frac{10T^a}{I} \right) \quad (5.4.1)$$

ここで、 E_t がソーンズウェイト法による推定蒸発散量(mm/month)、 T が月平均気温($^{\circ}\text{C}$)、そして I と a は次のようにして求める。

$$I = \sum_{i=1}^n \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.514} \quad (5.4.2)$$

$$a = (492,390 + 17,920 - 77.1I^2 + 0.675I^3) \times 10^{-6} \quad (5.4.3)$$

式(5.4.1)で求められるのは、月平均気温が $0 \sim 26.5^{\circ}\text{C}$ の範囲にある場合に有効である。そして月平均気温が 0°C 以下の月は $E_t = 0$ とし、一方 26.5°C を越える場合には 26.5°C の時 $E_t = 135.0$ 、 27.0°C の時 $E_t = 139.5$ 、 27.5°C の時 $E_t = 143.7$ 、 28.0°C の時 $E_t = 147.8$ のように予め定めた値を与えるものとする。また以上のようにして求められた E_t の値は昼の長さが12時間の日が30日間ある月を標準としており、特定の地点の蒸発散量を求めるためには表5.4.1に示したような緯度による補正値を掛ける必要がある。

上述の方法を用いて求めたソーンズウェイト法による推定蒸発散量と筆者の開発した算定モデルを用いて求めた実蒸発散量との時間変化を見たものが図5.4.1である。ここで、ソーンズウェイト法に適用した月平均気温の値としては、対象地域内のメッシュ毎に第4章で述べたような標高の1次関数値として得られる気温の地域平均値を採用している。また図中実線で表した値が実蒸発散量であり、

表5.4.1 昼の長さの補正値

| 北緯 | 1月 | 2月 | 3月 | 4月 | 5月 | 6月 | 7月 | 8月 | 9月 | 10月 | 11月 | 12月 |
|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 35' | 0.87 | 0.85 | 1.03 | 1.09 | 1.21 | 1.21 | 1.23 | 1.16 | 1.03 | 0.97 | 0.86 | 0.85 |
| 36' | 0.87 | 0.85 | 1.03 | 1.10 | 1.21 | 1.22 | 1.24 | 1.16 | 1.03 | 0.97 | 0.86 | 0.84 |

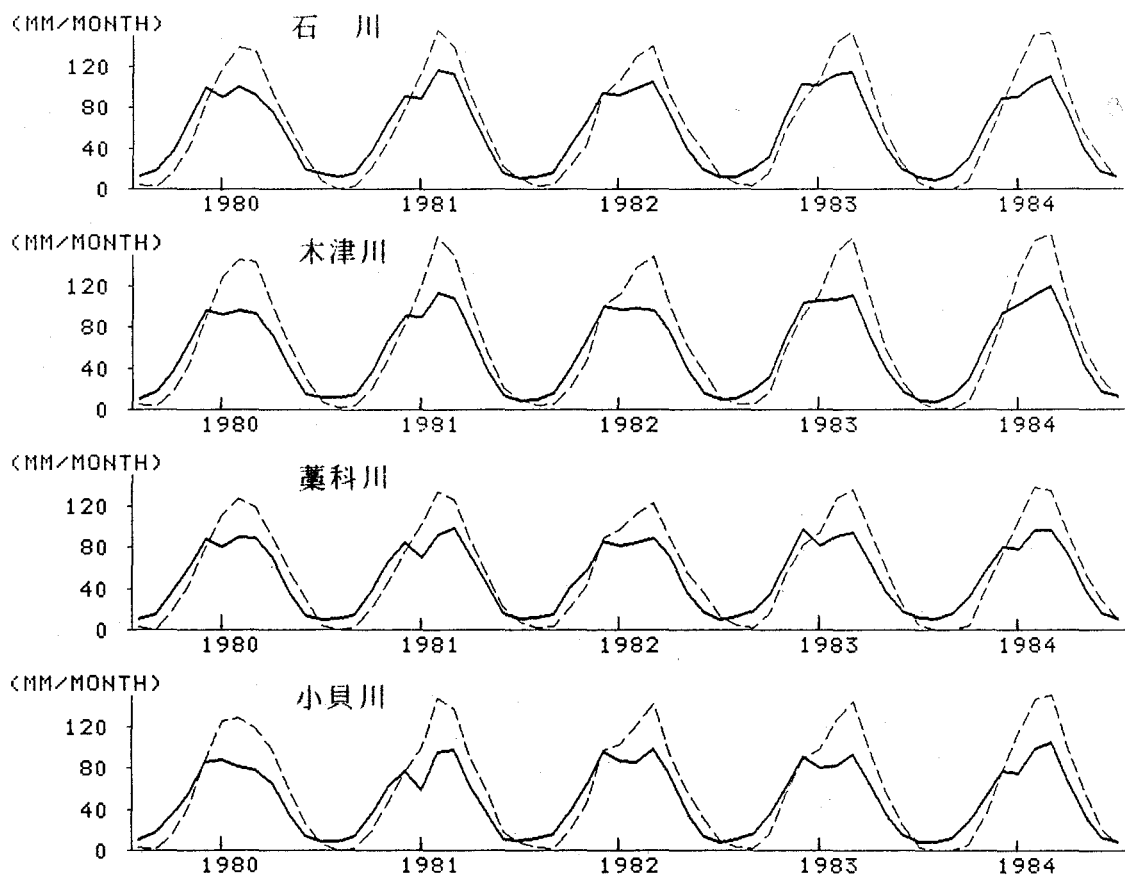


図5.4.1 推定実蒸発散量（実線）とソーンズウェイト法による
推定値（破線）との比較（横軸上の印部が6月を指す）

破線で表した値がソーンズウェイト法により推定した蒸発散量である。

図より以下の2点の特徴が指摘できる。第1点は、ソーンズウェイト法による推定値が実蒸発散量に比べて冬期から春期にかけてが過小であり、夏期から秋期にかけてが過大となっている点である。このことは従来より指摘されていた点であり、本モデルによる推定蒸発散量が定量的に見ても妥当性のある値であることを示唆するものであろう。第2点は、実蒸発散量の値が大部分の年に6月に極小値を持つが、ソーンズウェイト法による推定値にはそのような特徴が示されていない点である。わが国において6月には梅雨期に入るため日射量が低下し、また計器蒸発量の値も6月に極小値を持つことが多い。したがって、実蒸発散量とソーンズウェイト法による推定値とを比べると、前者がより実際の値と類似した蒸発散量の年変化を表しているものであろう。

表5.4.2 推定実蒸発散量とソーンズウェイト法による推定値との間の相関係数

| 地域名 | 1 月 | 2 月 | 3 月 | 4 月 | 5 月 | 6 月 | 7 月 | 8 月 | 9 月 | 10月 | 11月 | 12月 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|
| 石 川 | 0.608 | 0.577 | 0.867 | 0.748 | 0.485 | -0.715 | 0.714 | 0.722 | 0.368 | 0.641 | 0.483 | -0.293 |
| 木津川 | 0.490 | 0.557 | 0.815 | 0.987 | 0.729 | -0.253 | 0.935 | 0.903 | 0.136 | 0.515 | 0.501 | 0.159 |
| 蘆科川 | 0.639 | 0.084 | 0.882 | 0.805 | 0.419 | -0.124 | 0.971 | 0.649 | -0.544 | -0.785 | -0.147 | -0.375 |
| 小貝川 | 0.946 | 0.954 | 0.740 | 0.740 | 0.987 | 0.499 | 0.889 | 0.935 | 0.167 | 0.288 | 0.638 | -0.649 |

実蒸発散量とソーンズウェイト法による推定値との間の年変動に対する相関係数値を求めた結果を表5.4.2に示す。表より、たとえば3～5月および7月、8月のように高い相関係数値が示される月が存在する反面、6月のように小貝川を除けば逆相関を示す月も存在する。このような相関係数値の月毎の変化は、日照時間の長短と関係があるように見える。すなわち、表5.1.3に示した各地域の代表気象観測点における日照時間と表5.4.2に示されている相関係数値より、日照時間の長い月において相関係数値が高くなっているようである。ソーンズウェイト法によって蒸発散量を推定する過程においては日照時間は直接的には考慮されていないことからこの性質が一般的なものであれば興味深い現象であると言えよう。

第5節 水収支法との比較

本節では、広域蒸発散量算定モデルより推定した実蒸発散量を用いた水収支計算の結果について述べる。水収支計算の実行に際し、蒸発散量の他に対象地域全域に渡る降水量を推定し、河川流量観測データから流出高、すなわち流量を流域面積で割った値を算定した。対象地域全域に渡る降水量は、対象地域内のメッシュ毎に第4章で述べたような標高の1次関数値として得られる降水量を積算して求めた。また、河川流量観測データとしては、建設省河川局編「流量年報」の各年度版の記載データを利用した。なお、各対象地域毎に採用した流量観測点は、石川が道明寺、木津川が加茂および飯岡、薬科川が奈良間、そして小貝川が三谷である。

水収支式において、降水量から流出高と蒸発散量とを差し引いた残差項の月変化を求めた結果を示したものが図5.5.1である。ここで各月の値は3か月間の移動平均値を表している。移動平均値を用いたのは次の2点の理由による。第1点は、水収支法を通じて調べたいのは年間のような長期の水収支であるが、残差項の月々の変動幅が大きいために見づらい図を見易くするためである。第2点は、流域内の降水が流量観測点に達するのに要する時間が降水地点の位置により降水直後から数10日間までの幅があるが、このような時間差の月々の値に与える影響をなるべく少なくするためである。

図を見ると、木津川を除く3地域における残差項は1年を単位とする周期的な変化を示している。そこで、残差項を周期的な変化と1年間に渡って積算した値に着目すると、石川においては1982年と1983年を除く年で冬期から春期にかけて残差項が正の値であり、夏期から秋期にかけて負の値となって年間を通すと収支が0に近い値となることがわかる。ところが薬科川と小貝川の場合には、残差項の変化の増減の傾向は似ているもののその値は負の方向に大きく偏っており、したがって年間に渡って積算した残差量は大きな負の値を示している。

水収支法は、降水量の分布や地下水の挙動を把握することができれば精度の高い推定法である。しかしながら面積の広い地域に関しては降水量の分布や地下水の挙動を把握することは困難であり、わが国において試験流域として水収支観測

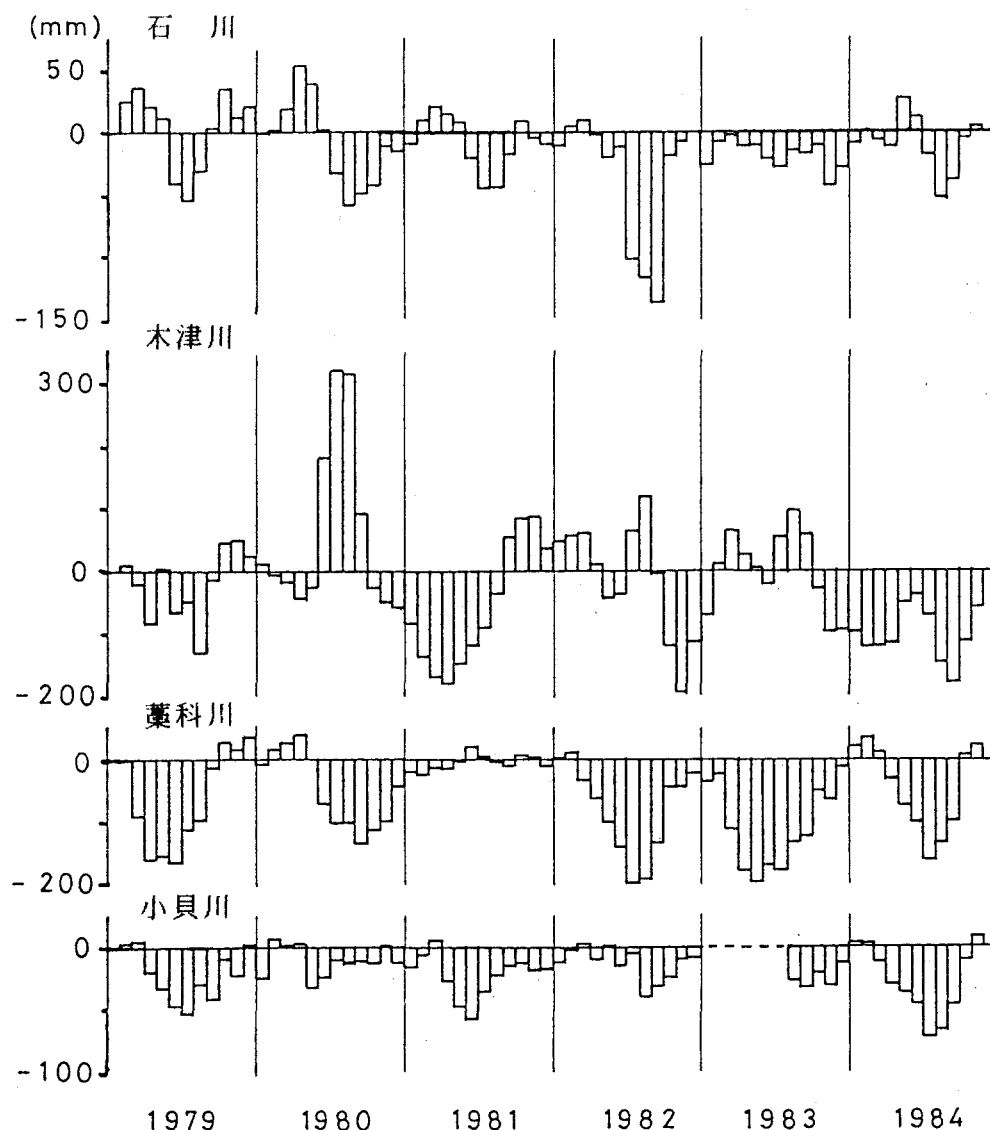


図5.5.1 水収支式残差項（降水量－流出高－蒸発散量）の月変化

が行われてきた地域の多くはその面積が10ha～100ha 程度であった。これに対し
て本論の対象地域の面積はそれらの100～1000倍程度有り、また降水量の観測地点
数が少なく地質構造も単純ではない。したがって本節で行った水収支計算は必ず
しも精度の高いものとは言えない。

また、図5.5.1において木津川のみが周期性を示さずにしかも変動幅の大きい変
化を示している。木津川が他の地域と異なる点は、この地域のみ2地点の流量観
測地点間に挟まれた中間流域であるという点であった。このことは流出高に換算
した流量観測データの精度が、蒸発散量の推定のための水収支計算を行うために

は必ずしも十分でないということを示唆するものであろう。

いずれにしても蒸発散量の算定精度の検証という目的に対して、本節で示した水収支法が十分に説明できたとは言えない。その理由は、水収支計算に必要な降水量と流出高の推定精度が不十分であり、しかもそれらの変動幅が蒸発散量の変動幅に比べて相当に大きいことにあった。とは言え、水収支法は適切な観測体制を整えれば最も信頼度の高い広域蒸発散量の計測方法であり、モデルを用いた算定精度の検証のために今後とも用いる必要があるだろう。

第6節 まとめ

本章では、河川の流域を成す4地域を対象地域として、筆者の開発した広域蒸発散量算定システムの精度の検証を他の推定法による値と比較することによって行った。その結果をまとめると以下の通りである。

1. 推定実蒸発散量と計器蒸発量との比較の結果、高温でかつ降水量が十分に多い夏期においては、両者の間に高い正の相関関係があることが認められた。両者の比、すなわち蒸発散比の値は寒冷期の値が少し過小と思われる以外はほぼ期待された値であった。また、西側に位置する2地域における蒸発散比の値は、東側に位置する2地域における値に比べて0.1程度高く、極大となる月もずれるといった地域差がみられた。

2. 推定蒸発散量とソーンズウェイト法による蒸発散量との比較の結果、後者が前者に比べて冬期から春期にかけてが過小、夏期から秋期にかけてが過大になるという、従来より指摘されていた特徴が確認できた。また、後者には表されていない梅雨期に対応する極小値が前者では適度に表現されていた。

3. 推定実蒸発散量、降水量および河川流出量のデータを用いて水収支計算を行った結果、長期間を取った場合でも収支がバランスはしなかったが、1年を周期とするような周期的変化が見られた。

以上の結果から広域蒸発散量算定システムの推定精度を評価すると、何%以内の誤差で求められるといった定量的な評価はできないものの、少なくとも年変化のパターンは定性的に妥当であり、しかも量の目安としてもたとえば50%を越えるような大きな誤差は生じていないことが確認されている。そして、本システムを用いることによって蒸発散量の地域的特性や地域間の比較を行えるという有効性もまた確認されている。こうした有効性を生かした計算実験は第7章において改めて示される。

なお本章は、筆者の発表した内容 (Uchida and Hoshi (1988a), Hoshi et al. (1989)) の一部に加筆・修正を加えたものである。

第6章 広域蒸発散量と計器蒸発量との関係

第1節 分析の視点

第4章と第5章を通じて、筆者の開発した広域蒸発散量算定システムによって実蒸発散量がある程度の精度を保って求められることが確認された。この方法は極めて有効な蒸発散量の推定法ではあるが、計算処理に際して特殊な画像処理装置と大きい記憶容量とを要することから一般的な方法とは言えない。そしてたとえばそのような装置と記憶容量とを有していても、計算対象地域が増加すれば記憶すべき画像データに必要な容量が莫大なものになり、それに対応するだけの記憶容量を準備することは現実的ではない。

一方図5.3.1に示されていたように、実蒸発散量と計器蒸発量との間には多少の変動はあるものの総じて一本の曲線上に並ぶような関係があるように見える。このような関係は両者の相関係数値の高い夏期においてより明白である。そこでこの曲線を単純化、すなわち定式化することができれば、式中の各パラメータが地域の蒸発散量の特徴を表す値となることが期待できる。

さらに求められた式を活用すれば、月々の計器蒸発量のデータのみから実蒸発散量の推定を行うことが可能となる。これは従来より用いられてきている計器蒸発量を用いた実蒸発散量の推定法を精緻化した形であるとも考えられる。いずれにしても、このような式による実蒸発散量の推定精度がある程度の水準を持つものであれば、上述の記憶容量に関する問題を解決する手段の1つとなることが期待できる。

そこで本章では、まず第2節において計器蒸発量の分布の性状について調べることにする。そして第3節では実蒸発散量と計器蒸発量との関係を示す特性曲線の導出を試み、第4節では第3節において求めた特性曲線を用いた実蒸発散量の推定について述べる。

第2節 計器蒸発量の分布の性状

わが国において計器蒸発量の観測を行っている気象官署は1966年1月1日以降全国12官署（札幌，根室，秋田，宮古，輪島，松本，東京，米子，潮岬，福岡，鹿児島，足摺）である。そこでは口径120cm，深さ25cmの大型蒸発計が用いられているが、これはクラスA蒸発計とほとんど同じ大きさである。本節では、輪島を除く東京以西の7地点のデータから計器蒸発量の分布の地域的傾向を調べる。

表6.2.1に、気象庁年報各年度版に掲載されている1975年から1984年までの10年間のデータから求めた地点別計器蒸発量の平均値と標準偏差を示す。ここで、—印で示した欄は全期間においてデータが欠測となっている場合であり、*印を付加した欄の値は10年間の中の一部分が欠測となっている場合である。欠測値が生じるのは気温が低く氷が張る等の影響の結果である。表に示した地点の中では、松本における欠測が目立つが、これは観測地点の位置が内陸部の標高の高い地域にあるためである。一方潮岬と足摺においては期間中の欠測値が無いが、これは両地点ともに温暖な太平洋に面した場所に位置しているためである。

表より計器蒸発量の値を月毎にみると、冬期（12，1，2月）には西日本の太平

表6.2.1 地点別計器蒸発量の平均値と標準偏差（1975—1984）

| 地 点 名 | 1 月 | 2 月 | 3 月 | 4 月 | 5 月 | 6 月 | 7 月 | 8 月 | 9 月 | 10月 | 11月 | 12月 |
|---------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|
| 松 本 E_{pan} | — | — | — | *70.09 | 108.15 | 98.09 | 111.14 | 113.95 | 73.03 | 46.72 | — | — |
| σ | — | — | — | 5.22 | 7.24 | 13.31 | 17.65 | 23.99 | 10.12 | 6.13 | — | — |
| 東 京 E_{pan} | — | *48.70 | *62.95 | 81.52 | 110.83 | 91.37 | 105.39 | 120.14 | 85.98 | 70.89 | 51.95 | *49.25 |
| σ | — | 0.00 | 5.50 | 11.64 | 9.17 | 20.07 | 19.79 | 31.50 | 13.20 | 10.14 | 8.00 | 3.45 |
| 米 子 E_{pan} | *22.15 | *24.75 | *47.49 | 79.23 | 114.52 | 100.83 | 129.15 | 121.21 | 85.96 | 62.03 | 31.38 | *22.55 |
| σ | 2.15 | 0.05 | 6.72 | 11.14 | 10.88 | 13.61 | 34.02 | 26.89 | 11.25 | 7.05 | 4.51 | 4.65 |
| 潮 岬 E_{pan} | 59.77 | 60.33 | 78.69 | 85.35 | 102.59 | 83.25 | 106.95 | 110.58 | 91.03 | 81.77 | 63.50 | 57.33 |
| σ | 5.94 | 6.90 | 12.14 | 11.19 | 9.85 | 12.21 | 17.46 | 12.59 | 9.15 | 9.34 | 7.17 | 8.19 |
| 福 岡 E_{pan} | *29.90 | *32.90 | *59.78 | 79.52 | 104.14 | 89.60 | 118.05 | 122.94 | 85.36 | 72.31 | 47.39 | *34.54 |
| σ | 0.00 | 6.60 | 9.79 | 8.31 | 11.72 | 13.29 | 26.20 | 24.69 | 12.02 | 4.41 | 3.34 | 4.11 |
| 鹿児島 E_{pan} | *28.73 | *36.90 | 60.78 | 76.57 | 93.42 | 86.35 | 119.33 | 129.68 | 91.76 | 80.20 | 47.39 | 33.08 |
| σ | 1.07 | 6.16 | 7.19 | 12.15 | 12.57 | 14.53 | 17.51 | 6.59 | 9.69 | 9.74 | 7.16 | 4.73 |
| 足 摺 E_{pan} | 59.67 | 61.06 | 83.68 | 95.08 | 103.06 | 89.41 | 122.62 | 122.39 | 101.68 | 94.54 | 68.91 | 59.74 |
| σ | 6.22 | 5.06 | 12.43 | 4.89 | 9.98 | 14.14 | 23.58 | 10.40 | 9.78 | 8.35 | 9.89 | 5.11 |

注) 単位はmm

— : 全期間欠測

* : 一部欠測

資料は気象庁年報各年度版

洋岸で月間60mm前後、西日本の他の地域で30mm前後である。春期（3月，4月）と秋期（10月，11月）の期間では、太平洋の地域における計器蒸発量の値は他の地域における値よりも10～20mm程度多く、また内陸部では逆に10～20mm程度少ない。5月から9月にかけての温暖期には、計器蒸発量の分布が関東以西の地域においてほぼ均質なものとなる。そしてこの期間の中の梅雨期にあたる6月，7月では太平洋岸の地域における計器蒸発量の値は他の地域に比べてむしろ少なく、一方日本海側で多少高くなっている。以上のような計器蒸発量の地域的特性は気象条件から見ても妥当なものと思われる。すなわち、日射量が多く、気温が高く、そして飽差の大きいほど蒸発量が多くなることが予想される。

計器蒸発量の年々の変動に着目すると、7月と8月において変動係数、すなわち標準偏差を平均値で割った値が大きくなる様子が読み取れる。これは、日射量の年変動がこれらの月において顕著であることと対応している。たとえば期間内では、1978年が特に晴天日が多く酷暑であったのに対し、1980年は雨天日の多い冷夏であった。これらの両年における米子の7月の値を見ると、1978年に199.8mmであるのに対し、1980年には69.8mmと3分の1程度の量となっている。

本論で実蒸発散量との比較のために用いたのは、表6.2.1に示した7地点のうち東京，米子，潮岬，福岡の4地点である。そしてこれらの4地点における値を見ると、寒冷期を除けば計器蒸発量の地点間の差はかなり小さいことがわかる。このことから、1個の観測地点が代表し得る地域の面積は相当に広いものとなろう。したがって本論のように、熊本における蒸発散量を福岡の計器蒸発量と比較し、同様に石川および木津川における蒸発散量を米子と潮岬における計器蒸発量の平均値と、藁科川における蒸発散量を潮岬と東京における計器蒸発量の平均値と、そして小貝川における蒸発散量を東京における計器蒸発量と比較するといった扱い方も妥当性があるものと考えられる。

わが国における気象庁による計器蒸発量の観測点数は多くない。しかし以上のようなことから、特定の地域の蒸発散量を考える場合には、その地域と気候の特性の類似している観測点を選び、その点の観測データを用いれば良いと思われる。また、場合によっては、本論で用いているような2地点の観測値の平均値を比較すべき計器蒸発量の値とすることも有効であると考えられる。

第3節 特性曲線の導出

本節では、計器蒸発量と実蒸発散量との関係を表す特性曲線の導出を試みる。特性曲線の式における各パラメータ値は地域の特性を表すものと考えられる。その際、特性曲線の式はあまり複雑な形にならないようにすべきと考える。すなわち、パラメータ数は3個程度以下で単調増加し、そしてできれば図 5.3.1に表されていたような性状から増加率が次第に減少する曲線を考える。ここで採用する式は直線型、対数形、ロジスティック型、およびこれらの混合型とする。ロジスティック曲線とは、増加率がある点までは次第に大きくなり、その後は次第に小さくなって漸近的にある値に近づくような曲線であり、たとえば人口の成長を表すような場合にしばしば用いられる曲線である。各型の式を当てはめた場合の計算結果を以下に説明する。

ここで曲線に対する計算を行う前に、年間の蒸発散比がどの程度の値であるかを示す。表6.3.1は各対象地域における実蒸発散量 (E_{ao})、降水量、および実蒸発散量の計器蒸発量 (E_{pan}) に対する比 (E_{ao}/E_{pan}) の1979年から1984年まで6年間に渡る平均値と標準偏差とを示したものである。ここで、計器蒸発量は表6.2.1で示したように冬期に欠測が目立つために、蒸発散比は4月から11月までの積算値を用いて計算を行っている。また、計器蒸発量の値として、熊本については福岡における値、石川および木津川については米子と潮岬との平均値、藁科川

表6.3.1 地域別年間実蒸発散量と蒸発散比

| 項 目 | 熊 本 | 石 川 | 木津川 | 藁科川 | 小貝川 |
|------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| E_{ao} (mm) σ | 676.82 14.83 | 691.15 21.37 | 681.17 18.94 | 612.11 10.09 | 597.56 25.60 |
| 降水量 (mm) σ | 2221.40 376.63 | 1395.35 223.32 | 1358.90 190.50 | 2957.27 630.73 | 1250.84 209.69 |
| E_{ao}/E_{pan} σ | 0.851 0.062 | 0.864 0.035 | 0.866 0.027 | 0.748 0.027 | 0.736 0.049 |

注) E_{ao} は年間実蒸発散量, E_{pan} は計器蒸発量, σ は標準偏差
 E_{ao}/E_{pan} の計算は 4 月から 11 月までの積算値を用いている

については潮岬と東京との平均値、そして小貝川については東京における値を用いている。

表より、西日本に位置する3地域（熊本、石川、木津川）において蒸発散量および蒸発散比はほぼ同じ値を示し、他の2地域ではいずれもより小さい値を示している。そしてこれらの値は降水量の多少による影響を強く受けてはいないことが表より読み取れる。石川と木津川とでは、位置が近く気候条件も良く似ており蒸発散量の差も小さい。両者は土地利用や地形条件の点で相違があるが、ここに示された値だけからでは、それらがどの様に影響しているかを判断することは難しい。

計器蒸発量と実蒸発散量との関係を表す式として、最初に直線への当てはめを考える。ただし、両者の関係を示す図（図5.3.1）に見られるように、全期間を通じて1本の直線で表現することには無理がある。そこでここでは両者間の相関係数値の高い（表5.3.1参照）夏期、すなわち6月から8月の3か月間の値に限定して、下記の式で表した直線上への回帰計算を行うことにした。

$$E_{ac} = a E_{pan} + b \quad (6.3.1)$$

ここで、 E_{ac} は月間実蒸発散量(mm/month)、 E_{pan} は月間計器蒸発量(mm/month)、 a と b はそれぞれ回帰式の係数である。

上記の直線上への回帰計算結果は表6.3.2に示した通りである。表より、回帰直線の傾きを表す a の値は、蘆科川において最も小さく、次に熊本において小さい値となっている。これら両地域の特徴は降水量が多いことである。すなわち、計器蒸発量の観測地点において晴天であっても、これらの地点では雨天となる割合

表 6.3.2 回帰式 $E_{ac} = a E_{pan} + b$ の係数と相関係数

| 地 域 名 | a | b | 相 関 係 数 |
|-------|-------|--------|---------|
| 熊 本 | 0.318 | 64.47 | 0.839 |
| 石 川 | 0.341 | 66.80 | 0.812 |
| 木 津 川 | 0.447 | 56.68 | 0.905 |
| 蘆 科 川 | 0.286 | 59.24 | 0.709 |
| 小 貝 川 | 0.394 | 48.677 | 0.876 |

が他の地域に比べて大きくなるために、計器蒸発量の値が大きい場合の蒸発散比が相対的に小さくなることから、この現象の主な理由であると考えられる。一方係数 b の値は、回帰直線を延長した場合の $E_{pan}=0$ に対応する実蒸発散量を意味するものであるが、計算に用いたデータはいずれも計器蒸発量の値の大きい場合であり、 b の値から地域的特性を見出すことは難しい。また、相関係数値に関しては、藁科川が少し低いが他の地域ではいずれも0.8以上であり、かなり高いと言える。

上述の直線回帰式は夏期のデータに対してかなり良い適合を示していた。しかしながら、実蒸発散量の値を見ると、計器蒸発量に対して直線状というよりも、計器蒸発量が増加しても実蒸発散量は一定の限界値を越えないような分布をしているように見える。そこで第2番目の式として直線回帰式の場合と同じデータを用いて、以下に示すような対数型の式を当てはめてみることにした。

$$E_{ac} = a' \ln E_{pan} + b' \quad (6.3.2)$$

ここで、 a' と b' はそれぞれ回帰式の係数である。

対数型の回帰式に対する計算結果は表6.3.3に示した通りである。表中 a' の値の表す意味はやはり曲線の傾きの大きさに対応しており、 a' の値が大きいほど同じ E_{pan} の値に対する曲線の傾きが大きい。表に示された相関係数値を直線式の場合と比べると、熊本と木津川においては僅かな低下が見られるが、他の地域では高くなっている。そして全体的に見れば、回帰式の当てはまり具合がやや向上したと言えよう。ただし、計算の簡便さや係数の表す意味の直観的な解り易さから見れば、直線を用いた回帰式は有効であると思われる。

表 6.3.3 回 帰 式 $E_{ac} = a' \ln E_{pan} + b'$ の 係 数 と 相 関 係 数

| 地 域 名 | a' | b' | 相 関 係 数 |
|-------|-------|---------|---------|
| 熊 本 | 33.55 | -57.19 | 0.836 |
| 石 川 | 39.79 | -81.79 | 0.846 |
| 木 津 川 | 49.64 | -126.52 | 0.902 |
| 藁 科 川 | 28.18 | -41.51 | 0.713 |
| 小 貝 川 | 42.14 | -104.77 | 0.891 |

以上の回帰計算は6月から8月の3か月間のデータのみを対象としたものであったが、次に全期間を通したデータに適用できるような式について考察する。ただし、欠測値が無いことを条件にして、4月から11月までのデータを用いることにする。ここで回帰計算の対象とする曲線はロジスティック曲線であり、それは以下の式で表される。

$$E_{ao} = \frac{L}{1 + A \cdot \exp(-B \cdot E_{pan})} \quad (6.3.3)$$

ここで、 L は E_{pan} の増加に伴う極限值、 A および B は係数である。 L の値は回帰計算を行う前に予め与えておく数値であり、他の方法により推定する必要がある。ここでは、4月から9月までの各月の値を用い、対数曲線に回帰した上で、 $E_{pan} = 200(\text{mm/month})$ における E_{ao} の値を L と定めることにした。

ロジスティック曲線に対する回帰計算の結果は表6.3.4に示した通りである。ここで、表中に $\ln A/B$ によって表される値はロジスティック曲線の変曲点における E_{pan} の値であり、 $LB/4$ によって表される値は変曲点における曲線の傾きの大きさである。また、ロジスティック曲線の形をグラフで表したものが図6.3.1である。グラフより、ロジスティック曲線は E_{pan} の増加とともに減少に伴う極限值（ここでは0）から次第に傾きを増しながら増加し、変曲点を過ぎた後は逆に次第に傾きを減少させながら増加に伴う極限值（ L ）に漸近的に近づいていく様子が見られる。

表6.3.4および図6.3.1から、各地域に対して回帰直線として求めたロジスティック曲線のパターンの地域的特性を極限值（ L ）、変曲点の位置、そして変曲点

表6.3.4 ロジスティック曲線の回帰計算結果

| 地域名 | L | A | B | 相関係数 | $\ln A/B$ | $LB/4$ |
|-----|--------|-------|---------|-------|-----------|--------|
| 熊本 | 123.57 | 22.71 | 0.04004 | 0.910 | 77.99 | 1.237 |
| 石川 | 137.13 | 28.61 | 0.03939 | 0.917 | 85.15 | 1.350 |
| 木津川 | 144.50 | 39.17 | 0.04109 | 0.932 | 89.26 | 1.484 |
| 藁科川 | 114.89 | 67.91 | 0.05047 | 0.858 | 83.58 | 1.450 |
| 小貝川 | 119.51 | 36.05 | 0.04159 | 0.871 | 86.20 | 1.243 |

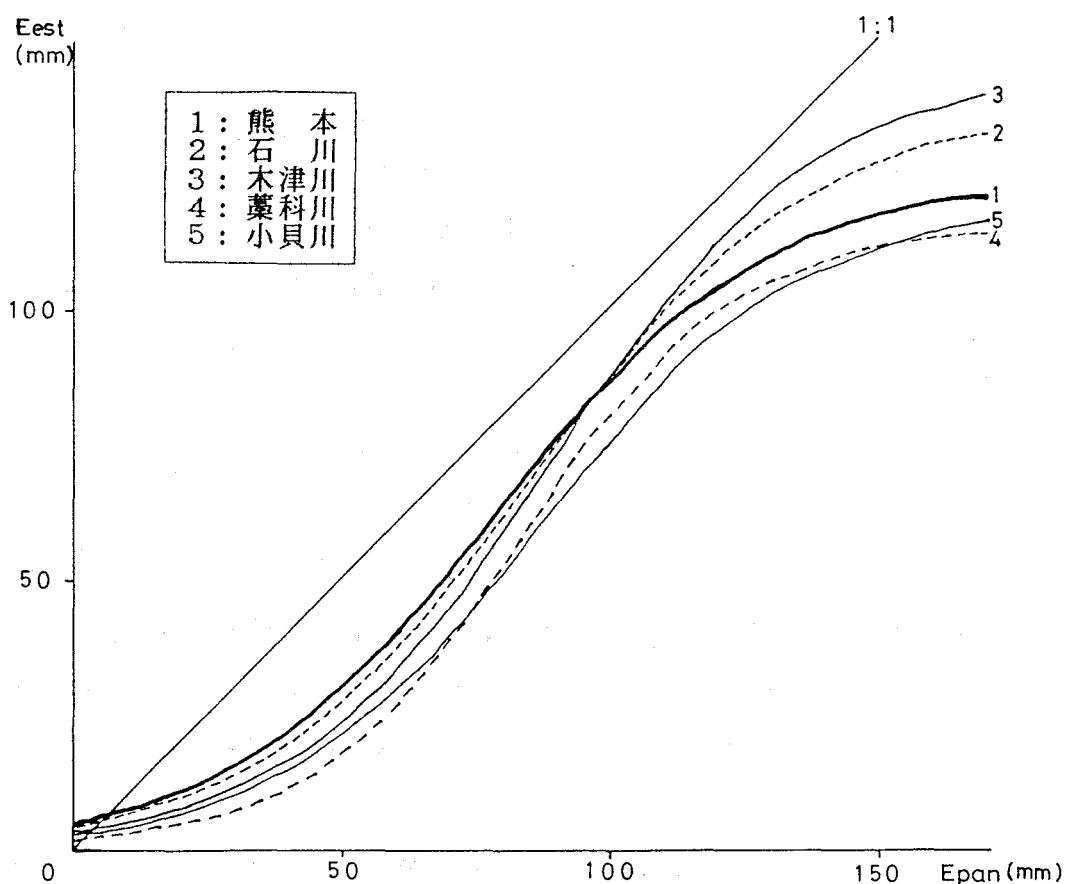


図6.3.1 回帰ロジスティック曲線の形状（月間蒸発散量に適用）
横軸は計器蒸発量（ E_{pan} ），縦軸は推定実蒸発散量（ E_{est} ）

における曲線の傾きによって分類することが考えられる。まず、極限值が大きい場合は対象としている地域がその周辺に比べて夏期に高温でしかも降水は余り多くなく、あるいは蒸発散量の多くなる土地利用の面積比率が高い地域であり、極限值が小さい場合は夏期が冷涼であるか、または降水量が多大であり、あるいは蒸発散量の少なくなる土地利用の面積比率が高い地域であろう。変曲点の位置が E_{pan} の値の小さい方にあるということは、 E_{pan} の値の相対的に小さいところで実蒸発散量が極限值に近い値を示すことを意味しており、盛夏の前後が温暖で多雨の条件に対応し、変曲点における E_{pan} の値が大きければ盛夏の前後で冷涼であることが考えられる。また、変曲点における曲線の傾きが大きければ蒸発散量の多い月と少ない月とのコントラストが周囲に比べてより顕著であり、曲線の傾きが小さければコントラストが緩やかになることが考えられる。ただし、以上の点はいずれも計器蒸発量の観測地点における蒸発散量の特性格線を得た上で相対的に考察されることであり、ここで判定条件となる数値に関して議論することはで

きない。

表6.3.4に示されていたように、ロジスティック曲線への回帰計算の結果得られた相関係数値は高い値であり、ロジスティック曲線は地域の特性をかなり良く表しているものであろう。ただ、計器蒸発量と実蒸発散量との関係を表す分布図（図5.3.1）とを見比べると、計器蒸発量の値が80～150mm程度のところで蒸発散比が1を越えている点はロジスティック曲線によって十分に表現されているとは言えない。

そこで次の手段として、以上述べてきた各曲線を混合させた式を考えることにする。混合の方法には何種類かの試行の結果、4, 5, 10, 11月のデータに対してはロジスティック型、6, 7, 8月のデータに対して対数型、そして9月のデータに対して直線型のそれぞれ回帰式を求める方法を採用した。ただしここで、ロジスティック曲線の増加に伴う極限值としては、6月から8月までのデータから求めた対数回帰曲線において、 $E_{pan}=200(\text{mm/month})$ を与えたときの E_{so} を用いることにした。

各回帰曲線の計算結果は表6.3.5に示した通りである。ただし、6月から8月のデータから求めた対数曲線に関してはすでに表6.3.3において示してあるので、ここでは残る2曲線に関する計算結果を示す。表には石川および小貝川における直線回帰式のように相関の低い計算結果も含まれるが、全体的には計器蒸発量と実蒸発散量との間の関係が良く表現されているように思われる。前述したように資料が十分ではないために地域的特性を詳しく議論することはできないが、特性曲線の導出という点では以上示してきたような方法が妥当なものであると考えられる。

表6.3.5 混合型回帰曲線の計算結果

| 地域名 | ロジスティック(4月,5月,10月,11月) | | | | 直 線 (9月) | | |
|-----|------------------------|--------|---------|-------|----------|-------|--------|
| | L | A | B | 相関係数 | a | b | 相関係数 |
| 熊 本 | 120.59 | 43.43 | 0.04801 | 0.908 | 0.206 | 61.18 | 0.593 |
| 石 川 | 129.03 | 39.61 | 0.04306 | 0.955 | -0.081 | 85.14 | -0.140 |
| 木津川 | 136.46 | 47.81 | 0.04342 | 0.944 | 0.241 | 57.43 | 0.442 |
| 薬科川 | 107.80 | 123.04 | 0.05647 | 0.917 | 0.264 | 46.21 | 0.640 |
| 小貝川 | 118.48 | 75.20 | 0.04703 | 0.929 | 0.010 | 65.32 | 0.028 |

第4節 計器蒸発量を用いた実蒸発散量の推定

前節では、計器蒸発量と実蒸発散量との関係を表す様々な形の特性曲線に関して調査を行ってきた。このような特性曲線は既知の資料から求めたものであるが、それが気象条件の変化に大きく左右されないような地域に固有のものであるならば、特性曲線を用いて未知のデータを推定することが可能であろう。そこで本節では、前節で求めた各特性曲線を用いて、計器蒸発量の値から実蒸発散量を推定し、その精度について吟味を行うことにする。

最初に、直線回帰式(6.3.1)および表6.3.2に示した係数値を用いて6月から8月の3か月間の蒸発散量の年々の値を推定した結果を図6.4.1に示す。ここで、図の横軸は実蒸発散量であり、縦軸は回帰式を用いて推定された値を表している。また、1個の点は特定の年の値に対応している。図中1対1の関係を示す対角線が描かれているが、この線上に置かれた場合が推定誤差が無い場合である。なお、図には推定誤差の目安を与えるために誤差が±10%の場合の線を併せて描いておく。

図6.4.1に見られるように、夏期の3か月間の実蒸発散量は単純な直線の回帰式によって、最大でも7%程度そしてほとんどの場合に5%以内の高精度で推定されることになる。6月から8月の3か月間の蒸発散量の年間蒸発散量に対する割合は、対象とした地域において43.0~45.6%である。したがって、夏期3か月間のみの蒸発散量の年変動に着目すれば、年毎の蒸発散量の特徴をある程度説明できるものと考えられる。

つぎに、ロジスティック曲線式(6.3.3)および表6.3.4に示した係数値を用いて4月から11月までの8か月間の年々の値を推定した結果を図6.4.2に示す。ここで、図に示されている値は月々のデータから求めた月間推定蒸発散量を4月から11月までの8か月間に渡り積算した値である。図より、過小に評価されている値が数点見られるが、それらを除けば推定誤差は10%以内にあることが読み取れる。4月から11月の8か月間の蒸発散量の年間蒸発散量に対する割合は、対象とした地域において87.9~89.3%である。以上の結果から、各地域の計器蒸発量に対する実蒸発散量の特性曲線として1本のロジスティック曲線を用いると、年間の実

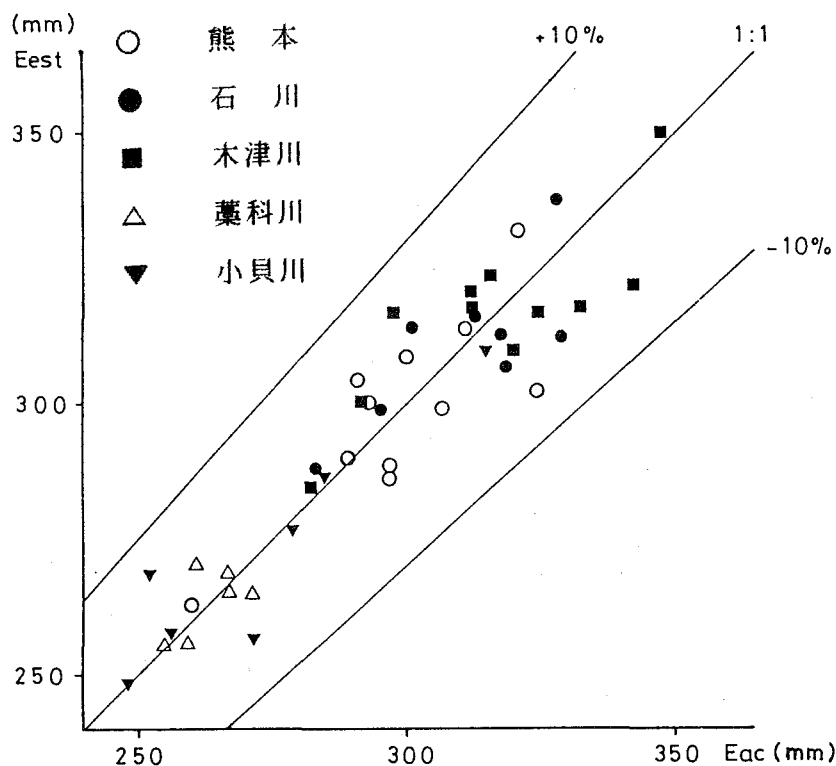


図6.4.1 直線回帰式による蒸発散量（6～8月）の推定結果
横軸が実蒸発散量（ E_{ac} ），縦軸が推定蒸発散量（ E_{est} ）

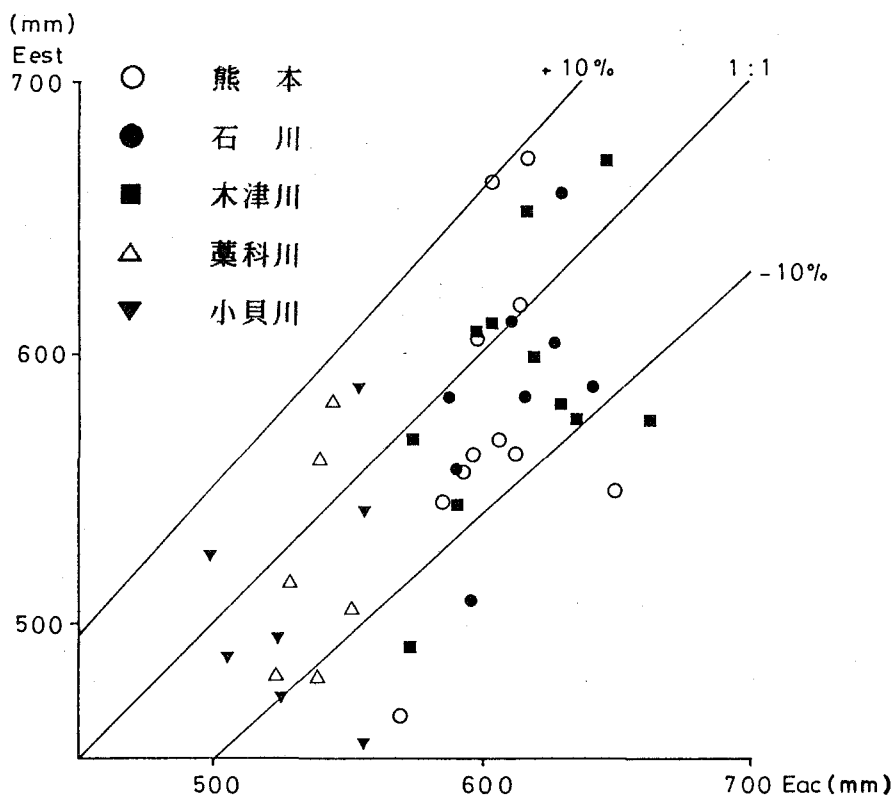


図6.4.2 ロジスティック曲線による蒸発散量（4～11月）の推定結果
横軸が実蒸発散量（ E_{ac} ），縦軸が推定蒸発散量（ E_{est} ）

蒸発散量が推定できることがわかる。ただし図に表された値の分布を見ると、各々の地域毎に対角線に沿って並ぶというよりもむしろ縦方向に傾いた線上に配置されているように見える。すなわち、計器蒸発量の変動に対する実蒸発散量の変動が誇張気味になっていることが問題点として指摘できる。

そこで、前節で述べた複数の曲線を混合させたモデルによる推定を次に考える。推定に用いたモデルは表6.3.3および表6.3.5に示した係数値を用いた混合式であり、推定した結果は図6.4.3に示した通りである。図より、推定誤差の大きさはロジスティック曲線のみを用いた場合に比べるとかなり改善されており、全43点のうち推定誤差が10%を越えるのは3点のみであり、他の大部分も5%以内に納まっている。また、ロジスティック曲線のみの場合には各地域毎に縦方向に傾いた配置となっていたものが、混合式を用いた場合にはほぼ対角線方向に並ぶようになっている様子も確認される。したがって、以上示してきたような混合型の推定式は、計器蒸発量を用いた実蒸発散量の推定式として実用性の高いものであると言えよう。

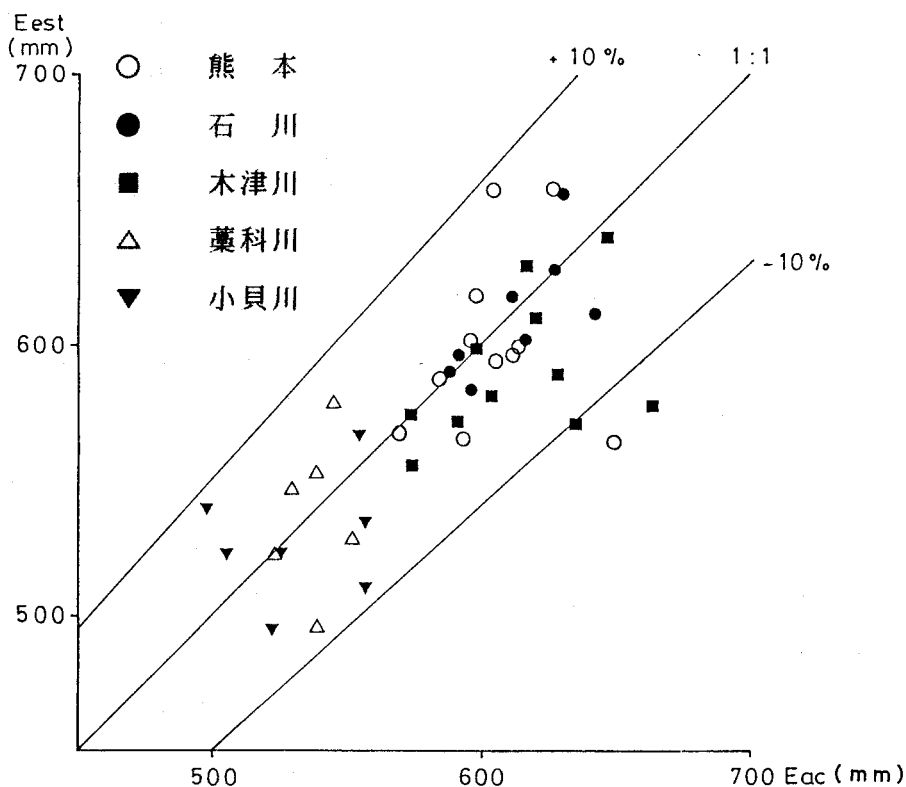


図6.4.3 混合式を用いた蒸発散量（4～11月）の推定結果
横軸が実蒸発散量（ E_{ac} ），縦軸が推定蒸発散量（ E_{est} ）

第5節 まとめ

本章では、計器蒸発量を用いて実蒸発散量を推定するために、両者の間の関係を特性曲線により地域毎に表現し、その特性曲線を用いて実蒸発散量を推定する方法について考察を行った。そのために、まず計器蒸発量の分布の地域性を調べ、次に各地域の特性曲線を回帰計算により求め、そして求めた特性曲線を用いて計器蒸発量から実蒸発散量の推定精度の検討を行った。得られた結果をまとめると以下の通りである。

1. わが国における計器蒸発量の分布を関東以西の地域に限ってみると、冬期には太平洋岸で高く内陸部や日本海側では欠測が目立つが、暖候期に近づくにしたがって地域差は小さくなり、梅雨期には傾向がむしろ逆になる。本論の対象地域の実蒸発散量との比較のために用いた計器蒸発量に関して言えば、4月から11月にかけての期間の観測地点の違いによる差は小さい。

2. 計器蒸発量と実蒸発散量との関係を表す特性曲線として、直線形、対数形、ロジスティック型、そして以上の混合形について考察を行った。その結果、6月から8月の3か月間のデータに対しては直線型で対数形とほぼ同程度のかかなり高い相関係数値を得ることができた。そして4月から11月の8か月間のデータに対して1本のロジスティック曲線を当てはめることは、地域特性を調べる上で有効であることが認められた。また、全体の相関係数値を高めるためには、混合型を適当に利用すれば良いことがわかった。

3. 特性曲線を用いて計器蒸発量の値から実蒸発散量の推定を行った結果、夏期3か月間の値に関しては直線型が十分に良い推定式となり、年間を通じた値に関しては混合型を用いれば数%以内の精度で推定できることが確認された。

以上の結論は、自己回帰させた式を用いて行った推定の結果であるが、回帰式の計算に用いた以外のデータに適用しなければ推定式の評価が妥当であるとは言えない。しかしながら、今回の計算期間内には晴天日の極端に多かった年（1978年）や極端に少なかった年（1980年）が含まれている点、推定式の形が比較的単純である点から適用でき得る気象条件の範囲は相当に広いことが予想される。

なお本章は、筆者の発表した内容（内田・星（1988a））の一部に加筆・修正を

加えたものである。

第7章

広域蒸発散量と地形条件・土地利用との関係

第1節 分析の視点

蒸発散量は局所的な土壌水分、植生、気象等の条件に強く影響を受ける量であり、個々の条件との関係については従来より研究が行われてきている（第1章第3節参照）。しかし一方で、様々な地形条件・土地利用の混在した広域における蒸発散量は、水資源や水文環境の問題を考える上で重要な量であるが、その量と諸条件との関係についての研究は十分に成されているとは言えない。そこで本章では、筆者が開発した広域蒸発散量算定システムが地形および土地利用の条件を様々に変化させて計算できるという利点を生かして、地形条件・土地利用と広域蒸発散量との関係について計算実験により考察を試みることにした。

ここでは計算実験に際し、広域の地形条件・土地利用をなるべく少数のパラメータで表現することを考えている。すなわち、地域毎に極めて多様である地形および土地利用の状態を全域の蒸発散量に与える効果を見るという視点から、重要であると思われる少数のパラメータを選択して計算を行った。採用したパラメータは、考えられる全てのパラメータの中から多変量解析等の手法によって選んだものではなく、主観的判断に基き選んだものである。具体的には、地形条件に関しては地域毎の標高の平均値と標準偏差に着目しており、一方土地利用に関しては蒸発散量の算定式中に用いられる2個のパラメータ、すなわちアルベドと地中熱フラックス係数の地域平均値に着目している。

地形条件・土地利用と広域の蒸発散量との関係がパラメータを用いて表現された場合には、それらのパラメータは大きく以下に述べる3用途に活用されることが期待できる。第1に、第6章で述べたような計器蒸発量と実蒸発散量との関係を表す特性曲線の各係数を説明するために用いられることである。第2に、自然的あるいは人為的に行われる土地利用の改変に伴う蒸発散量の変化の推定のために用いられることである。そして第3に、大気の大循環のような全球的な気象現象のモデルにおける地表面からの潜熱量のパラメータ化のために用いられることである。本章では、これらの中で第2の点についてのみ検討することにする。

本章で計算対象とするのは、前述（第5章第1節）の5地域の内の蘆科川およ

び小貝川の2地域である。藁科川は急峻な山地を含む地域であり、小貝川は丘陵状の地形が広がる地域であるといった地形的なコントラストがあり、降水量も前者において多く後者において少ないという相違点が明瞭に見られる。本章では、まず第2節において対象地域の地形条件・土地利用の特徴を示す。そして、第3節では広域蒸発散量と地形条件との関係についての計算実験結果について述べ、第4節では土地利用との関係についての計算実験結果について述べる。また第5節では、土地利用の改変段階を想定して、それに伴う広域蒸発散量の変化を推定し、最後に第6節において本章のまとめを述べる。

第2節 対象地域の地形条件・土地利用の特徴

対象地域の概要に関しては、第5章第1節において位置、地形図（等高線図）、およびLANDSAT・MSSデータによる土地利用分類項目の構成比について示した。本節では、地形に関する統計量を新たに示し、対象地域の地形条件・土地利用の特徴について蒸発散量に大きく関わると考えられる項目を中心に説明を行う。このことは、たとえば地表水の流出過程について考えると流路の長さが問題となり、したがって流域の平面的な形状を調べることは重要な点となるが、蒸発散量について考えると地域の平面的な形状は量を変化させる直接的な要因ではないといったことに対応している。

蒸発散量を考える上で重要となる地形要因の一つとしては地表面の傾斜が考えられる。これは、入射する日射量が傾斜に影響されることに対応しており、少なくとも局所的な蒸発散量は地形の影響を強く受けていた（図4.3.3 参照）。蒸発散量に影響を与える他の地形要因としては地域の標高の高さが考えられる。これは、標高の違いにより気象要素が変化することに対応している。

対象地域の標高、傾斜角、および傾斜方向について各々の分布を示したものが表7.2.1である。表より、熊本、木津川の両地域はいずれも標高が100m未満、傾斜角が5度未満の低平な地区で大部分が構成されていることが読み取れる。小貝川も標高が低く傾斜も小さいが前述の2地域に比べるとやや起伏がある。一方葭科川は標高200～1000m程度の地区が多く、傾斜も10～30度程度ある地区が多いような急峻な山地が大部分を占めている。また、石川は山地と平地の両方の性質を半分ずつ程度混在させたような地域構成である。傾斜方向を見ると、河川の流域である4地域では流域から河川が流出する方向の頻度が高くなっていることがわかる。すなわち、石川においては北から北西向き、葭科川においては南から南東向き、そして小貝川においては西から南西向きの斜面の構成比が高い。木津川の場合には2か所の流量観測点間の中間流域であり、河川が東から流入し、北へ流出しているという形状から構成比に見られる傾斜方向別の偏りは小さくなっている。なお、本章の後節で計算実験の対象とする葭科川と小貝川における標高の平均値は各々568.39mと127.70mであり、また標高の標準偏差は各々248.96mと46.

表 7.2.1 対象地域の地形（数値は構成比（％））

| 階 級 値 | 熊 本 | 石 川 | 木 津 川 | 藁 科 川 | 小 貝 川 |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 標 高 （ m ） | | | | | |
| 1400－ | — | — | — | 0.29 | — |
| 1200－ 1400 | — | — | — | 1.89 | — |
| 1000－ 1200 | — | 0.41 | — | 3.03 | — |
| 800－ 1000 | — | 3.19 | — | 11.42 | — |
| 600－ 800 | — | 11.02 | — | 25.08 | — |
| 400－ 600 | 0.05 | 17.47 | 0.61 | 30.30 | 0.15 |
| 200－ 400 | 4.57 | 26.91 | 6.64 | 24.18 | 5.19 |
| 100－ 200 | 5.95 | 20.22 | 23.57 | 3.69 | 62.92 |
| 0－ 100 | 89.43 | 20.78 | 69.17 | 0.13 | 31.73 |
| 傾 斜 角 （ d e g ） | | | | | |
| 30－ | 0.06 | 0.95 | 0.00 | 7.73 | 0.00 |
| 25－ 30 | 0.14 | 3.09 | 0.08 | 17.13 | 0.05 |
| 20－ 25 | 0.72 | 7.73 | 0.52 | 26.64 | 0.37 |
| 15－ 20 | 2.56 | 13.58 | 2.06 | 22.43 | 1.35 |
| 10－ 15 | 4.89 | 18.18 | 5.39 | 14.88 | 4.44 |
| 5－ 10 | 9.39 | 22.73 | 21.69 | 8.44 | 14.97 |
| 0－ 5 | 82.28 | 33.74 | 70.27 | 2.74 | 78.82 |
| 傾 斜 方 向 | | | | | |
| F l a t | 13.46 | 0.23 | 0.75 | 0.00 | 1.21 |
| N | 11.82 | 17.37 | 13.41 | 9.18 | 10.10 |
| N E | 5.18 | 12.51 | 12.77 | 12.03 | 8.67 |
| E | 7.43 | 11.38 | 14.73 | 13.98 | 12.59 |
| S E | 9.50 | 6.81 | 10.24 | 14.11 | 8.42 |
| S | 19.10 | 5.89 | 10.51 | 14.33 | 12.45 |
| S W | 10.71 | 10.83 | 11.40 | 13.16 | 15.15 |
| W | 12.35 | 16.36 | 13.09 | 12.67 | 19.37 |
| N W | 10.45 | 18.63 | 13.11 | 10.55 | 12.04 |

82mである。

地域の土地利用の構成は地形条件と密接な関わりを持っている。このことを表 7.2.1と第5章で示した土地利用項目別構成比（表5.1.1）とを併せて見ることによって以下の点が指摘できる。第1に、傾斜度の大きい山地では常緑林や落葉林といった林地の構成比が高いことである。第2に、水田は低平な地域において一般に卓越する土地利用であるが、小貝川の例では水田の構成比は必ずしも高くはない。これは小貝川は丘陵性の地区を広く含んでいることに対応するものである。

このことは標高値の構成比が 100m 未満の部分ではなく 100～200m の部分が高くなっていることから読み取れる。第 3 に、都市・集落について見ると、山地が大部分を占めるような場合を除いて、地形条件というよりもむしろ周辺大都市との地理的な関係によって左右されるという点である。各地域においては、果樹園、桑畑、菜園といった項目の構成比が高い場合があるが、これらを互いに識別することが容易ではない（第 5 章第 1 節参照）ために、ここではそれらと地形との関係について詳しく論じることはできない。

本章の以下の節で対象とするのは前述したように藁科川と小貝川の 2 地域である。これらの 2 地域は各々、傾斜があり林地の卓越する山地と丘陵性の畑地の多い地域とを代表しているものといえる。以上の他にも、低平で水田が卓越する地域や都市・集落域が卓越するような地域がわが国における代表的な景観の 1 つであると考えられる。しかしながら、前者に関しては次節で行われる起伏度に対する計算実験に適さないこと、後者に関しては同項目を一様として取り扱うことに問題があることから、以下の節における計算実験ではこうした地域を対象として取り上げないことにした。

第3節 地形条件と広域蒸発散量

地形条件と広域蒸発散量との関係を見るために本節では2種類の計算実験を行う。1つは地域内の起伏の大きさの蒸発散量に与える影響を調べる実験であり、他の1つは地域の標高値を変化させることによって蒸発散量がどのように変化するかを調べる実験である。前者の実験に際して、ここでは地域の平均標高値を一定としたまま、各メッシュ毎に標高値の平均からの偏差にある値を掛けて平均値に加えた値をそのメッシュの仮想の標高値として与え蒸発散量の算定を行った。後者の実験では、地域内の全メッシュにおける標高値に一律の値を加減した値を仮想の標高値として与え蒸発散量の算定を行っている。

上記の起伏の大きさに関する計算実験を1980年および1984年の気象観測値を用いて計算した結果を図7.3.1に示す。ここで、図の縦軸は起伏が全くなく全メッシュが同じ値（平均標高値）を持つ場合に求められた蒸発散量（ E_{flat} ）に対する起伏を与えた場合の蒸発散量（ E_{est} ）の比を表している。そして横軸は、標高値の地域内の標高偏差の大きさ σ (m)を表している。図中Pの印をつけた値は現況における実際の値であることを表している。また、1980年と1984年の気象条件を見ると、前者の年は冷夏で夏期の気温が低く、一方後者の年の夏は平年より比べて暑かったという対称的な気象条件を示している。

図に示された σ の増加に対する E_{est}/E_{flat} の変化より以下の3点が指摘できる。第1点は、 E_{est}/E_{flat} は σ の増加にしたがって次第に減少率が増加するような放物線状あるいは余弦曲線状の変化を示すことである。第2点は、薬科川における値の変化と小貝川における値の変化を比較すると、互いに相似的な曲線を描くが減少の仕方が前者に比べて後者の方が少し大きいことである。そして第3点は、気象条件の異なる2時点間で値の変化の様子を比較すると、薬科川において1984年の方が多少減少率が低下するものの全体的に顕著な差異が認められないことである。

上述の第1点に関しては次の考察が成される。すなわち、標高値の標準偏差の増加によって計算の単位区画であるメッシュの傾斜角が増大し、傾斜方向により違いはあるが、全体としては入射する短波放射強度が傾斜角の余弦状に変化する

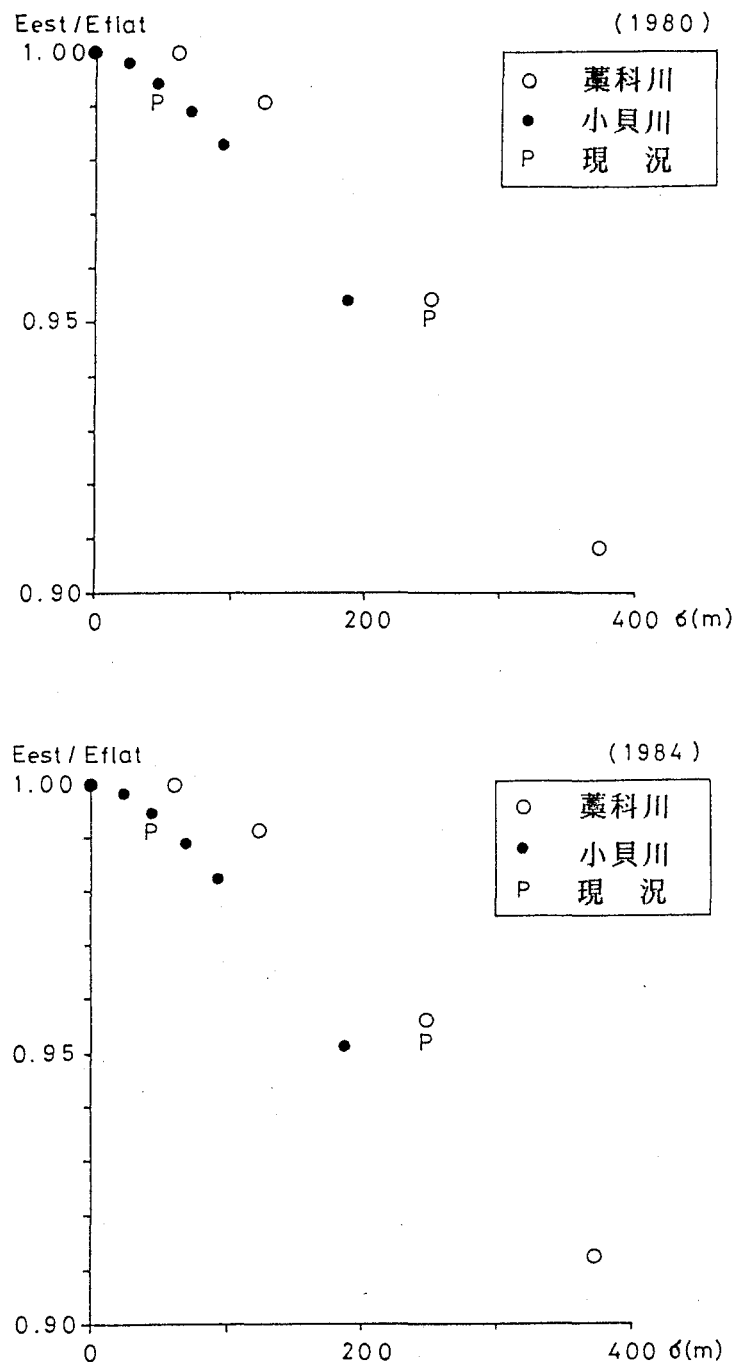


図7.3.1 地域内の標高値の標準偏差 (σ) と蒸発散量との関係
(縦軸は起伏のない場合の値 (E_{flat}) に対する推定値 (E_{est}) の比を表す)

ことが予想される。たとえば、藁科川の場合には、傾斜角の平均値は表7.2.1より約20度である。 $\cos 20^\circ$ は約0.940であり、図に示されている藁科川における値はその値よりも少し大きい、第2点に関して後に述べることを合わせて考えると妥当な値が示されている。ただし、ここで注意しなければならない点は、算定

式中では傾斜角が変化してもメッシュ毎の面積が同一であるとみなされている点である。水平面上の投影した面積が同じである区画を考えると、実面積は傾斜角の余弦の逆数に比例する。このことと図に示された値とを合わせて考えると、広域の蒸発散量の総量は起伏の大きさにほとんど依存しない量であると言える。すなわち、地域全体に入射する短波放射量はほぼ一定とみなされるために地域内の各地点における分光および熱特性が変化しなければ、たとえ起伏が変化しても蒸発散量の変化は非常に小さいことが予想される。なお、以上のことから算定モデルを用いて推定した蒸発散量は起伏がある場合には過小評価されていたことになる。しかしその影響の程度は薬科川のように急峻な山地の場合においても5%程度であったことから、推定精度や本論で扱った議論に対して重大な欠点となるものではないと考える。

第2点に関しては、地域の卓越する傾斜方向と関係があると考えられる。すなわち、地域内の傾斜方向の分布が薬科川の場合には南から南東向きの頻度が高く、小貝川の場合には西から南西向きの頻度が高いが、起伏量を増大させることによってこのような傾斜の特徴が強調されることが考えられる。したがって、南向き斜面の卓越するような地域における起伏の増大に対する蒸発散量の減少率は、北向き斜面の卓越するような地域の場合に比べて小さくなることが予想される。

第3点に関しては、気象要素の分布と関連して説明できよう。算定式において各メッシュ毎の気象要素の値は標高の1次関数値として与えられ、また本計算時にも同じ係数を持つ関数を採用しているため、起伏量の増減に対して各気象要素の地域平均値は一定に保たれている。それ故、地域全体を考えた場合には第1点に関して述べたような入射する短波放射強度の変化のみが蒸発散量の算定に顕著な影響を与えることになる。

つぎに、地形と蒸発散量との関係について、標高値を変化させた場合の計算結果について説明する。図7.3.2に1980年および1984年の気象観測値を用いて計算した結果を示す。図中○印は薬科川における年間推定実蒸発散量、●印は小貝川における年間推定実蒸発散量であり、△印と▼とはそれぞれ薬科川と小貝川における地域平均気温を用いたソーンスウェイト法による年間推定値を表している。ここで、図の縦軸は年間蒸発散量 $E_{est}(\text{mm})$ を表し、横軸は標高値の増減率 $\Delta H(\text{m})$ を表している。つまり、 ΔH が0 mの場合が現況に対応している。

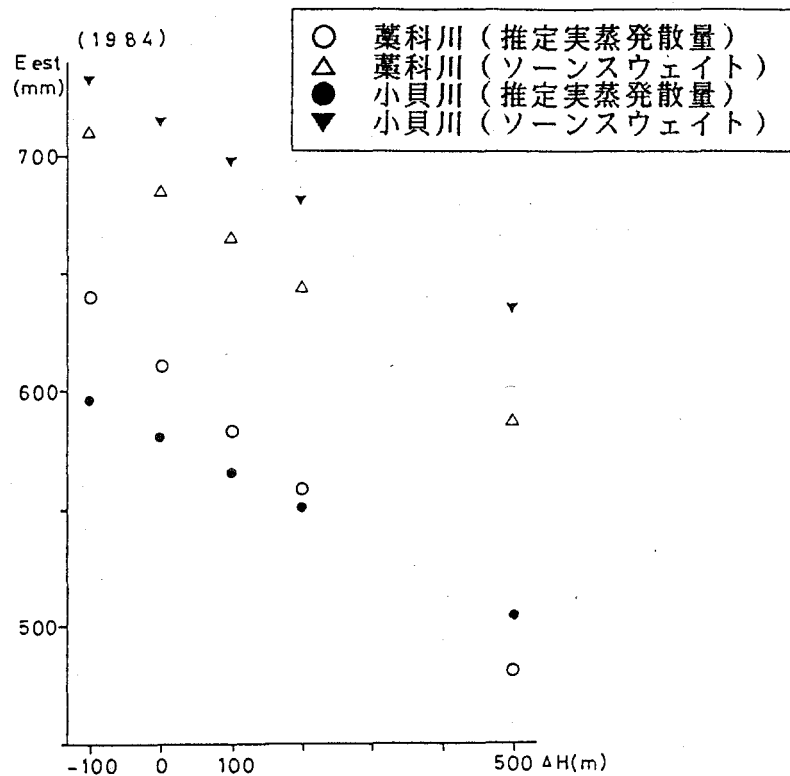
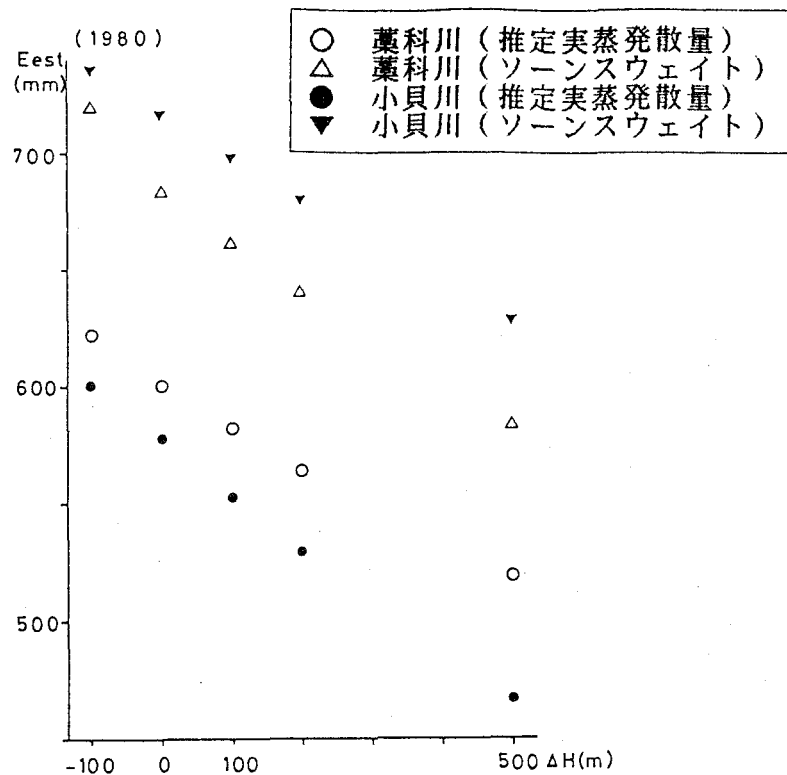


図7.3.2 標高値の増減量 (ΔH) と推定年間蒸発散量 (E_{est}) との関係

図より、蒸発散量は標高値の増加とともに下に凸の直線に近い曲線を描きながら減少し、減少量は100m当り10～30mm程度であることが読み取れる。また、減少率をソーンズウェイト法による推定値の減少率と比較すると、1980年の小貝川の例を除きほぼ同じ傾きが示されている。各気象要素は観測値を用いて標高に対する1次式として回帰計算されているが、気象要素の中で標高に対して常に負の高い相関を示しているのは気温と水蒸気圧である。そして、他の要素は降水量については正、他の要素については負の相関を概して示しているが相関が必ずしも高くはない。特定の標高値における気象要素の値は標高の1次関数値として与えられるが、相関が低い場合の気象要素の値は、観測地点の標高値の範囲を越える標高値に対しては外挿して求められるために、時として非現実的な値となる場合がある。1980年の小貝川の場合、7月の平均日照時間が現況では105.3時間であるのに対し、標高値を500m上乘せした場合には22.7時間という急激に低下した値が計算によって示される。図中、1980年の小貝川の値に見られる他の値との傾向の違いは、このような非現実的な気象要素の値の影響を受けた結果であると思われる。したがって、標高値の増減による蒸発散量の変化は、ほぼ気温の変化に対応していると考えられる。

第4節 土地利用と広域蒸発散量

地表面の物理的性質や植生状態は蒸発散量に影響を与える重要な要因であるが、それらは土地利用と密接な関係がある。土地利用とは、年間を通して土地をどのような形態で活用するかを示しており、土壌や植生の状態は土地利用によってほぼ規定される。本論で用いている広域蒸発散量算定システムにおいては、土地利用項目毎にアルベド（ ρ ）および地中熱フラックス係数（ C_r ）の月々の値として経験値を与えている（表4.2.1および表4.2.2参照）。このようなアルベドおよび地中熱フラックス係数の値は土地利用毎に固定したものではなく、実際の値は経験値として与えた値との間に差があり、また同一の土地利用項目内においても値のばらつきがあるのが通常である。ただし、以上の2個のパラメータは地表面の物理的性質や植生の状態を反映しているものと考えられ、これらと蒸発散量との関係を調べることを通じて、土地利用と蒸発散量との関係を考察することができると考えられる。そこで本節では、アルベドと地中熱フラックス係数の値を変化させた場合の蒸発散量の変化について計算実験を行う。

計算結果を示す前に、アルベドおよび地中熱フラックス係数が地域毎にどの程度の値であるかを示す。表7.4.1はアルベド、表7.4.2は地中熱フラックス係数について地域毎の月間の平均値を示したものである。表には、たとえば水田は低平な地域に多く見られるというような標高の違いによる土地利用分布の違いがこれらのパラメータに反映していることを確認するために、小貝川における100m未満

表7.4.1 月間アルベドの地域平均値

| 地域名 | 1月 | 2月 | 3月 | 4月 | 5月 | 6月 | 7月 | 8月 | 9月 | 10月 | 11月 | 12月 |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 熊 本 | 0.172 | 0.171 | 0.157 | 0.152 | 0.156 | 0.164 | 0.177 | 0.199 | 0.188 | 0.176 | 0.175 | 0.170 |
| 石 川 | 0.141 | 0.147 | 0.140 | 0.137 | 0.145 | 0.153 | 0.160 | 0.171 | 0.166 | 0.156 | 0.155 | 0.146 |
| 木津川 | 0.160 | 0.158 | 0.141 | 0.134 | 0.136 | 0.144 | 0.156 | 0.183 | 0.171 | 0.160 | 0.162 | 0.159 |
| 藁科川 | 0.116 | 0.122 | 0.122 | 0.124 | 0.132 | 0.142 | 0.143 | 0.143 | 0.143 | 0.133 | 0.132 | 0.122 |
| 小貝川 | 0.149 | 0.150 | 0.143 | 0.141 | 0.148 | 0.157 | 0.164 | 0.174 | 0.169 | 0.159 | 0.156 | 0.150 |
| 小貝川 | | | | | | | | | | | | |
| 100-200m | 0.137 | 0.139 | 0.136 | 0.134 | 0.144 | 0.154 | 0.157 | 0.162 | 0.159 | 0.150 | 0.147 | 0.139 |
| 0-100m | 0.182 | 0.180 | 0.164 | 0.159 | 0.160 | 0.167 | 0.181 | 0.204 | 0.193 | 0.182 | 0.181 | 0.178 |

表7.4.2 月間地中熱フラックス係数の地域平均値

| 地域名 | 1月 | 2月 | 3月 | 4月 | 5月 | 6月 | 7月 | 8月 | 9月 | 10月 | 11月 | 12月 |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 熊 本 | 0.173 | 0.174 | 0.174 | 0.160 | 0.147 | 0.125 | 0.125 | 0.125 | 0.125 | 0.154 | 0.163 | 0.174 |
| 石 川 | 0.132 | 0.135 | 0.135 | 0.123 | 0.114 | 0.102 | 0.102 | 0.102 | 0.102 | 0.121 | 0.127 | 0.135 |
| 木津川 | 0.164 | 0.164 | 0.164 | 0.157 | 0.151 | 0.128 | 0.128 | 0.128 | 0.128 | 0.154 | 0.159 | 0.164 |
| 藁科川 | 0.094 | 0.094 | 0.094 | 0.085 | 0.083 | 0.078 | 0.078 | 0.078 | 0.078 | 0.084 | 0.086 | 0.094 |
| 小貝川 | 0.151 | 0.151 | 0.151 | 0.135 | 0.120 | 0.105 | 0.105 | 0.105 | 0.105 | 0.126 | 0.138 | 0.151 |
| 小貝川 100-200m | 0.135 | 0.135 | 0.135 | 0.117 | 0.100 | 0.088 | 0.088 | 0.088 | 0.088 | 0.107 | 0.120 | 0.135 |
| 0-100m | 0.192 | 0.192 | 0.192 | 0.181 | 0.170 | 0.148 | 0.148 | 0.148 | 0.148 | 0.174 | 0.182 | 0.192 |

と100m以上200m未満の部分地域に対する平均値をあわせて示してある。表より、林地の多い藁科川では、殊に地中熱フラックス係数において値が他の地域に比べて小さくなる点と、水田が比較的多い熊本と木津川では両パラメータとも値が少し大きくなる点を読み取れる。しかし、全体的にみれば、両パラメータの値はともに0.1～0.2程度である。

本節では、藁科川と小貝川とを対象にアルベドおよび地中熱フラックス係数の値を様々に変化させて蒸発散量の計算を行った。計算に際し、現況の土地利用を用いるのではなく、地域全体に渡って同一のアルベドおよび地中熱フラックス係数の値を与えている。また計算は、1980年と1984年の気象観測値を用いて行った。図7.4.1 は計算により得た年間蒸発散量の両パラメータに対する変化を示したものである。ここで図に示されている値は、両パラメータがいずれも0である場合に求められる蒸発散量に対する比の大きさを表している。すなわち、各パラメータの値の増加にしたがって求められる蒸発散量の値が小さくなるために、比の値が原点では1、原点から離れるにしたがって0.9, 0.8, ……と小さくなる様子が図に示されている。図中コンタは0.1刻みで引かれている。また、破線は1980年、実線は1984年の値を表している。

第4章第2節で示した算定式より、地形・気象条件を一定とした場合には、アルベドの値を固定すると地中熱フラックス係数値と蒸発散量とは線形関係となる。一方、地中熱フラックス係数値を固定した時にも、地表面反射成分は比較的小さいので、アルベドの値と蒸発散量との関係はほぼ線形的になっている。したがって、図中縦軸あるいは横軸に平行な断面を取るとコンタはほぼ一定間隔に引かれ

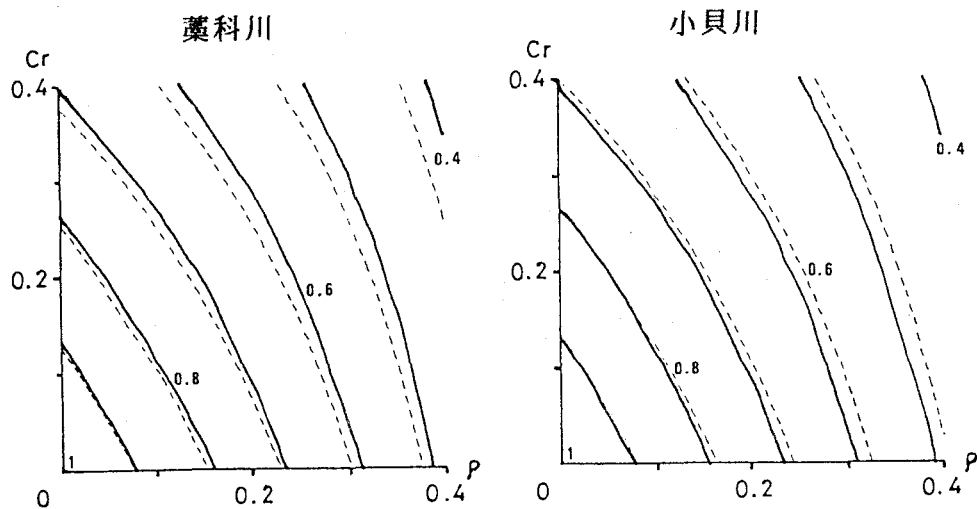


図7.4.1 アルベド(ρ), 地中熱フラックス係数(C_r)に対する
年間蒸発散量の変化(破線は1980年, 実線は1984年の値. コン
タは原点における値に対する比の0.1刻みの等値線を表す.)

ている。

図7.4.1を見ると両地域ともにコンタの位置が1980年と1984年とで少しずれているが、これは気象条件の差が主な原因である。しかし、線の傾きの年の差による違いはほとんど見られない。また、地形・土地利用条件は両地域でかなり異なっているが、コンタの性状は両地域間で良く似ている。以上のことから、年間蒸発散量のアルベドおよび地中熱フラックス係数に対する反応の特性は、地域間や気象条件による差が小さいことがわかる。

つぎに、小貝川を対象とした月単位の計算結果を図7.4.2に示す。図には、1月、4月、7月、10月の4か月間の例を示しており、図7.4.1と同じく破線が1980年、実線が1984年における値を表し、コンタは0.1刻みで引かれている。

図より、コンタの傾きが冬期においてはほぼ垂直に近いものが、春期から夏期に向かっては次第に水平成分が大きくなり、秋期から冬期にかけて再び垂直に近づく様子が読み取れる。すなわち、冬期においては蒸発散量はアルベドの値の変化には敏感であるが、地中熱フラックス係数の変化に対してはあまり影響を受けず、一方夏期においては蒸発散量はアルベド・地中熱フラックス係数のどちらの値の変化にも敏感であると言える。ただし、冬期の蒸発散量は夏期の蒸発散量に比べると1桁程度小さなものであり、結果的に図7.4.1に見られたような年間値

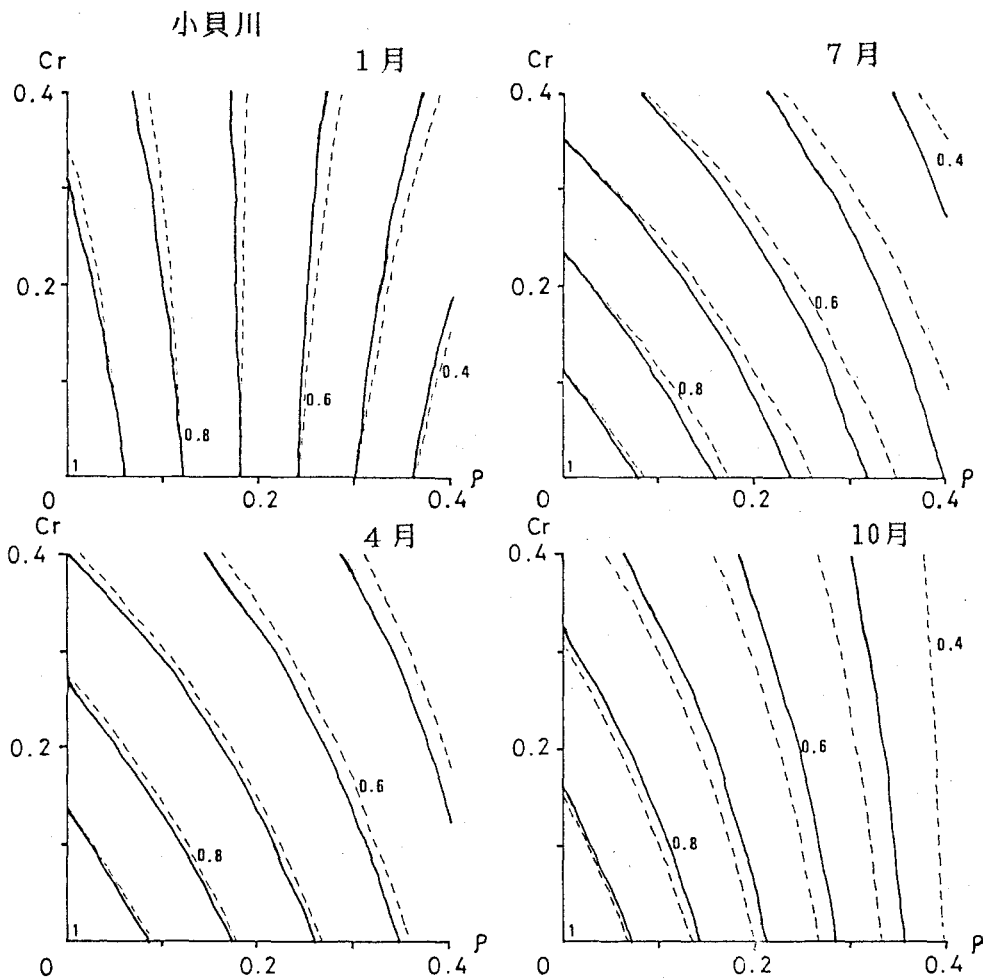


図7.4.2 アルベド(ρ),地中熱フラックス係数(C_r)に対する
月間蒸発散量の変化(線の意味は図7.4.1参照)

の変化特性は夏期の変化特性に良く似た性状を示している。

図に示されている年による違いに注目すると、1月および7月においては1980年と1984年とでコンタの傾きに多少の相違がみられる。両時期の小貝川流域における気象条件は表7.4.3に示した通りであり、殊に7月の値には気温や日照時間に著しい差異が見られる。また、蒸発散量の値にも20%以上のかなり大きな違いが現れている。しかし年間値になれば、前述したように良く似た性状のコンタを示すことになる。

以上の議論はいずれも、アルベドおよび地中熱フラックス係数の両パラメータが地域内全域で一定であるという仮定で行われたものである。しかし実際には、たとえば表7.4.1あるいは表7.4.2の小貝川の場合に示されていたように標高によ

る両パラメータの分布の違いが見られる。そこで、ここではアルベドおよび地中熱フラックス係数の地域全体に渡る平均値が、その地域をどの程度代表し得るかを確かめるために、現況の土地利用を配した場合との比較計算を行った。

計算結果は表7.4.4に示した通りである。表には、図7.4.2と各パラメータの現況の地域平均値を用いて推定した値、現況の分布より求めた実蒸発散量、および両者の比の値を示してある。表より、小貝川において平均値を用いた場合の推測値がわずかに少なく評価されているが、全体的には1%以内の高い精度で現況の土地利用を配した実蒸発散量とほぼ同じ値を推定していることがわかる。すなわち、蒸発散量に与える影響という視点から土地利用を考える場合に、アルベドと地中熱フラックス係数の地域平均値という2個の値が、かなりの説明力を持つこ

表7.4.3 小貝川流域における月間気象要素の地域平均値

| 気 象 要 素 | 1980 | | | | 1984 | | | |
|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 1月 | 4月 | 7月 | 10月 | 1月 | 4月 | 7月 | 10月 |
| 実蒸発散量(mm) | 11.10 | 56.18 | 81.42 | 36.28 | 8.79 | 52.94 | 98.21 | 34.42 |
| 気 温 (°C) | 1.84 | 10.77 | 21.85 | 15.01 | -0.52 | 9.06 | 24.07 | 14.34 |
| 降水量 (mm) | 45.01 | 98.00 | 231.76 | 167.28 | 28.11 | 44.50 | 149.08 | 47.16 |
| 風 速 (m/s) | 1.20 | 1.84 | 1.22 | 1.27 | 1.35 | 1.86 | 1.44 | 1.40 |
| 水蒸気圧 (mb) | 4.21 | 8.76 | 22.19 | 12.92 | 3.72 | 7.68 | 24.72 | 12.01 |
| 日照時間(hrs) | 217.65 | 175.10 | 105.34 | 178.01 | 221.35 | 221.05 | 199.56 | 164.16 |

表7.4.4 経験的パラメータの地域平均値から推測した蒸発散量

| 地 域 名 | 1 9 8 0 | | | | 1 9 8 4 | | | |
|-----------------------|---------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|
| | 1 月 | 4 月 | 7 月 | 10月 | 1 月 | 4 月 | 7 月 | 10月 |
| 藁科川 推測値 実値 比 | 10.78 | 59.81 | 90.07 | 38.06 | 11.40 | 58.39 | 96.62 | 39.55 |
| | 10.80 | 59.78 | 90.21 | 38.10 | 11.41 | 58.50 | 96.83 | 39.55 |
| | 0.998 | 1.001 | 0.998 | 0.999 | 0.999 | 0.998 | 0.998 | 1.000 |
| 小貝川 推測値 実値 比 | 11.04 | 55.89 | 81.20 | 36.10 | 8.74 | 52.67 | 97.77 | 34.27 |
| | 11.10 | 56.18 | 81.42 | 36.28 | 8.79 | 52.94 | 98.21 | 34.42 |
| | 0.995 | 0.995 | 0.997 | 0.995 | 0.994 | 0.995 | 0.996 | 0.996 |

とを意味している。換言すれば、広域における蒸発散量の算定に際して複雑な土地利用構造がわずか2個のパラメータによって表現されるということになる。

第5節 土地利用の改変に伴う広域蒸発散量の変化

前節では、土地利用の分布をアルベドと地中熱フラックス係数の2個のパラメータに還元して蒸発散量との関係を考察してきた。一方、土地利用の形態は人間活動によって維持されあるいは改変されるものであり、水資源や水管理の問題を考える場合には、土地利用の改変に伴う蒸発散量の定量的な変化予測を行うことは重要である。そこで本節では、藁科川および小貝川を例として、一定の土地評価基準に基づいた土地利用の分布を想定し、蒸発散量の推定を行うことにした。

土地評価は、利用目的に応じて自然的社会的要因を考慮するものであるが、ここでは要因の1つである土地の傾斜度のみに着目して判定を行うことにした。地形条件により土地評価を行う場合には、傾斜度に加えて標高値を考慮する場合が通常である。たとえば、同じ平坦な土地であっても山頂や尾根状の部分と沖積平野とが同一の評価項目に属することは妥当とはいえない。しかしながら、本節では土地評価あるいは土地分級図を作成するのではなく、土地利用の改変の蒸発散量に与える影響を調べることが目的であり、また考察を行うために前提条件を単純にしておく方が良くと考え傾斜度のみによる土地の判定を行った。

本節で採用した傾斜度に基づく土地利用の判定基準は表7.5.1に示した通りである。ここで、土地利用のパターンとして表に示したような4タイプを想定している。タイプ1は、全域が常緑林で覆われているような状態に対応している。タイプ2は、タイプ1より傾斜角が5度未満の平坦な土地が水田に、傾斜角が5度

表 7.5.1 傾 斜 度 に 基 づ い た 土 地 利 用 転 換

| タ イ プ | 傾 斜 角 (d e g) | | | |
|-------|-----------------|--------|---------|-------|
| | 0 - 5 | 5 - 15 | 15 - 25 | 25 - |
| 1 | 常 緑 林 | 常 緑 林 | 常 緑 林 | 常 緑 林 |
| 2 | 水 田 | 桑 園 等 | 常 緑 林 | 常 緑 林 |
| 3 | 水 田 | 集 落 | 果 樹 園 | 常 緑 林 |
| 4 | 集 落 | 集 落 | 果 樹 園 | 裸 地 |

以上15度未満の緩斜面が桑園に転換された状態である。タイプ3は、タイプ2よりさらに緩斜面の部分が集落に、そして傾斜角15度以上25度未満の中斜面が果樹園に転換された状態である。そしてタイプ4は、タイプ3より平坦地が集落に、そして傾斜角25度以上の急斜面が裸地に転換された状態である。タイプ1からタイプ4に至る土地利用の変化は、人間活動に伴う土地利用の改変の段階を非常に単純化して表しているものである。したがって、時間とともにタイプ1からタイプ4に進行する傾向があるものを土地利用変化パターンの1つのモデルとして捉えることができよう。

以上の4タイプの土地利用パターンに対して、1980年の気象観測値を用いて計算した結果を図7.5.1に、そして1984年の気象観測値を用いて計算した結果を図7.5.2に示す。ここで図中●印で表したものは現況の土地利用を用いて計算した値である。図より、土地利用パターンがタイプ1よりタイプ4に進むに連れて1年を通して蒸発散量が減少する様子が読み取れる。減少の様子を年間蒸発散量からみると表7.5.2に示した通りである。表よりタイプ4の土地利用パターンになった場合には、タイプ1の土地利用パターンの場合に比べて、葦科川の場合には160mm程度、小貝川の場合には210~220mm程度年間蒸発散量が減少することがわかる。そして、地域間の傾斜角の構成を反映して、葦科川の場合にはタイプ2からタイプ3の変化の時、小貝川においてはタイプ3からタイプ4の変化の時に最も減少

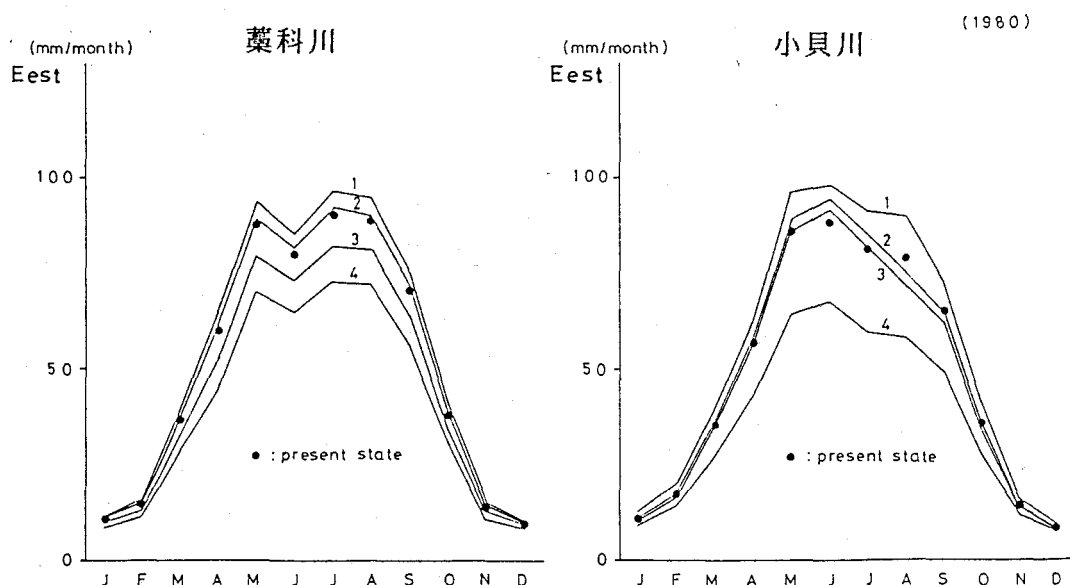


図7.5.1 土地利用転換の蒸発散量への影響 (1980)
(縦軸は推定実蒸発散量 (E_{est}))

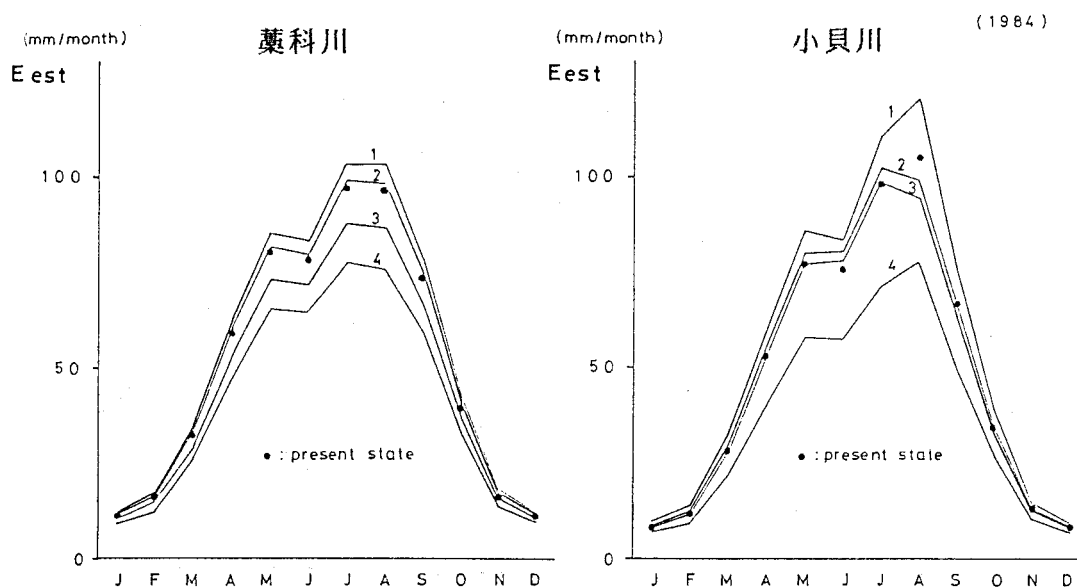


図7.5.2 土地利用転換の蒸発散量への影響 (1984)
(縦軸は推定実蒸発散量 (E_{est}))

が大きい。また、現況値を各タイプにおける値と比較すると、いずれの地域の場合もタイプ2とタイプ3の間にあることがわかる。

図7.5.1と図7.5.2とを見比べると、特に小貝川において顕著に見られるが、年による蒸発散量の月々の変化曲線の形状が異なっていることがわかる。このように蒸発散量の年々の変動が存在するものの、現況の値の各タイプの値に対する相対的な位置関係の年々の変化はほとんど見られない。たとえば、小貝川の6月における現況の値はタイプ3の値より少し大きく、また8月における現況の値はタ

表 7.5.2 土地利用転換による年間蒸発散量の変化
(単位: mm)

| タイプ | 藁 科 川 | | 小 貝 川 | |
|-----|---------|---------|---------|---------|
| | 1 9 8 0 | 1 9 8 4 | 1 9 8 0 | 1 9 8 4 |
| 1 | 642.36 | 650.21 | 648.38 | 655.34 |
| 2 | 613.21 | 621.98 | 588.14 | 588.98 |
| 3 | 543.47 | 555.15 | 566.45 | 566.18 |
| 4 | 476.98 | 491.59 | 437.80 | 436.27 |
| 現 況 | 601.07 | 610.78 | 577.24 | 580.88 |

イブ2の値より少し大きいといった特徴的な性質が、気象条件の大きく異なる1980年と1984年の両時点において同じように表されている。

このことは、前節で述べたように土地利用の分布をアルベドと地中熱フラックスの2個のパラメータに還元して土地利用の蒸発散量に対する特性を表せることに対応している。そこでこの特性を確認するために、土地利用転換タイプ別の地域平均したアルベドの値を表7.5.3に、そして地中熱フラックス係数の値を表7.5.4に示す。それらの表に示されているように、アルベドおよび地中熱フラックス係数はともにタイプ1からタイプ4に進むにしたがって地域平均した各々の値が増加している。そして現況のこれら2個のパラメータの値と各タイプにおける値とを見比べると値の示す位置が図7.5.1および図7.5.2に示されていた位置関係と

表7.5.3 土地利用転換タイプ別地域平均アルベド

| タイプ | | 1月 | 2月 | 3月 | 4月 | 5月 | 6月 | 7月 | 8月 | 9月 | 10月 | 11月 | 12月 | 年間 |
|-----|----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 葦科川 | 1 | 0.0900 | 0.1000 | 0.1000 | 0.1000 | 0.1100 | 0.1200 | 0.1200 | 0.1200 | 0.1200 | 0.1100 | 0.1100 | 0.1000 | 0.1083 |
| | 2 | 0.1082 | 0.1154 | 0.1140 | 0.1158 | 0.1232 | 0.1335 | 0.1343 | 0.1367 | 0.1356 | 0.1251 | 0.1251 | 0.1154 | 0.1235 |
| | 3 | 0.1610 | 0.1632 | 0.1595 | 0.1590 | 0.1640 | 0.1697 | 0.1751 | 0.1776 | 0.1765 | 0.1683 | 0.1634 | 0.1609 | 0.1665 |
| | 4 | 0.2209 | 0.2209 | 0.2134 | 0.2134 | 0.2107 | 0.2031 | 0.2182 | 0.2232 | 0.2232 | 0.2183 | 0.2134 | 0.2183 | 0.2164 |
| | 現況 | 0.116 | 0.122 | 0.122 | 0.124 | 0.132 | 0.142 | 0.143 | 0.143 | 0.143 | 0.133 | 0.132 | 0.122 | 0.1311 |
| 小貝川 | 1 | 0.0900 | 0.1000 | 0.1000 | 0.1000 | 0.1100 | 0.1200 | 0.1200 | 0.1200 | 0.1200 | 0.1100 | 0.1100 | 0.1000 | 0.1083 |
| | 2 | 0.1588 | 0.1511 | 0.1116 | 0.0978 | 0.0980 | 0.1159 | 0.1395 | 0.2107 | 0.1789 | 0.1532 | 0.1532 | 0.1511 | 0.1433 |
| | 3 | 0.1792 | 0.1713 | 0.1300 | 0.1142 | 0.1124 | 0.1264 | 0.1540 | 0.2249 | 0.1934 | 0.1696 | 0.1694 | 0.1694 | 0.1595 |
| | 4 | 0.2581 | 0.2581 | 0.2483 | 0.2483 | 0.2386 | 0.2290 | 0.2486 | 0.2486 | 0.2486 | 0.2485 | 0.2483 | 0.2483 | 0.2476 |
| | 現況 | 0.149 | 0.150 | 0.143 | 0.141 | 0.148 | 0.157 | 0.164 | 0.174 | 0.169 | 0.159 | 0.156 | 0.150 | 0.1549 |

表7.5.4 土地利用転換タイプ別地域平均地中熱フラックス係数

| タイプ | | 1月 | 2月 | 3月 | 4月 | 5月 | 6月 | 7月 | 8月 | 9月 | 10月 | 11月 | 12月 | 年間 |
|-----|----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 葦科川 | 1 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 |
| | 2 | 0.0757 | 0.0757 | 0.0757 | 0.0710 | 0.0710 | 0.0668 | 0.0668 | 0.0668 | 0.0668 | 0.0710 | 0.0710 | 0.0757 | 0.0712 |
| | 3 | 0.1724 | 0.1724 | 0.1724 | 0.1576 | 0.1429 | 0.1429 | 0.1312 | 0.1312 | 0.1312 | 0.1429 | 0.1576 | 0.1724 | 0.1513 |
| | 4 | 0.2411 | 0.2411 | 0.2411 | 0.2264 | 0.2117 | 0.2019 | 0.2019 | 0.2019 | 0.2019 | 0.2117 | 0.2264 | 0.2411 | 0.2207 |
| | 現況 | 0.094 | 0.094 | 0.094 | 0.085 | 0.083 | 0.078 | 0.078 | 0.078 | 0.078 | 0.084 | 0.086 | 0.094 | 0.0854 |
| 小貝川 | 1 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 | 0.0400 |
| | 2 | 0.1539 | 0.1539 | 0.1539 | 0.1500 | 0.1500 | 0.0929 | 0.0929 | 0.0929 | 0.0929 | 0.1500 | 0.1500 | 0.1500 | 0.1323 |
| | 3 | 0.1796 | 0.1796 | 0.1796 | 0.1791 | 0.1785 | 0.1230 | 0.1230 | 0.1230 | 0.1230 | 0.1785 | 0.1791 | 0.1796 | 0.1605 |
| | 4 | 0.2979 | 0.2979 | 0.2979 | 0.2974 | 0.2969 | 0.2966 | 0.2966 | 0.2966 | 0.2966 | 0.2969 | 0.2974 | 0.2979 | 0.2972 |
| | 現況 | 0.151 | 0.151 | 0.151 | 0.135 | 0.120 | 0.105 | 0.105 | 0.105 | 0.105 | 0.126 | 0.138 | 0.151 | 0.1283 |

一致することが確認できる。

以上のように、土地利用の改変段階に1つのモデルを当てはめたところ、開発が進むにしたがって10%のオーダで蒸発散量が減少することが示された。そしてこのような土地利用変化をモニタリングする上で、前節で述べたような地域平均したアルベドの値と地中熱フラックス係数値とを用いることが有効であることが示された。

第6節 まとめ

本章では、地形条件・土地利用と蒸発散量との関係を調べるために、筆者が開発した広域蒸発散量算定システムを用いて計算実験を行った。計算対象地域には、急峻な山地が大部分を占める蘆科川と丘陵性の地形を含む小貝川とを選択した。最初に地形条件に関しては、地域内の起伏の大きさを標高値の標準偏差を用いて表し、その値を様々に変化させることにより、また標高値に一定の値を増減させることにより、蒸発散量がどの様に変化するかを調べた。次に土地利用に関しては、算定式中で土地利用項目毎に与えられるアルベドと地中熱フラックス係数とに着目し、それらの値の変化と蒸発散量との関係について調べた。さらに、土地利用の改変段階を1つのモデルで表し、改変が進むにしたがって蒸発散量の変化する様子を描写した。本章の計算実験により得られた結果をまとめると以下の通りである。

1. 地域内の起伏量の大小が蒸発散量に与える影響は非常に小さく、傾斜方向によって局所的に蒸発散量が増減する効果は相殺されていた。ただし、地域内で特定の方向に対する傾斜面が卓越するような場合には、卓越方向と平均的な傾斜角度の値により蒸発散量は変化していた。

2. 地域の標高値を増減させた場合には、たとえば標高値を100m上昇させると年間蒸発散量にして10~30mm程度の減少が認められた。これは、気温が標高の増加とともに単調減少しているが、気温の減少によって推測される蒸発散量の減少量にほぼ対応していた。

3. 蒸発散量に影響を与える広域の土地利用の特性は、地域平均したアルベドと地中熱フラックス係数という2変数を用いて表現することができた。これら2変数の値が増加するにしたがって蒸発散量が減少するが、減少率の地域間や気象条件の違いによる差は一般に小さかった。

4. 土地利用の改変段階を想定することにより、土地開発による蒸発散量の変化を推定することができた。そしてそれは、通常開発に伴って蒸発散量が次第に減少する傾向を示していた。また、水文環境を見る立場から土地利用変化をモニタリングする目的のために、地域平均したアルベドと地中熱フラックス係数値を

用いることの有効性が認められた。

以上の結果により、複雑な地形条件・土地利用を持つ地域の蒸発散量に感応する特性が、地域の卓越する傾斜方向、平均標高値、地域平均したアルベドと地中熱フラックス係数という4指標を用いてほぼ表現できることがわかる。これらの中で地域の卓越する傾斜方向に関しては、広域を対象とする場合には無視できる場合が多い。したがって、残りの3指標について調べるのが地域特性を表す上で重要となろう。

なお本章は、筆者の発表した内容（内田・星（1988ab）, Uchida and Hoshi（1988b））の一部に加筆・修正を加えたものである。

第8章

今後の研究に関する考察

第1節 算定システムの精度向上のための考察

本論では、LANDSAT・MSSおよび国土数値情報標高データを用いた広域蒸発散量算定システムの開発とその算定精度の検証について、第4章から第5章にかけて説明してきた。そして、蒸発散量の算定精度を計器蒸発量、ソーンスウェイト法および水収支法による値との比較によって検討を行い、推定値は大きな誤差を伴わない妥当な値であることが確認された。

しかしながら、算定システムによる推定誤差が何%であり、またその地域的傾向がどのようなになっているかという定量的な評価が十分に成されたとは言えない。その最大の理由は、定量的評価を行うために必要な対象地域の実蒸発散量の真値を得ることが極めて困難であることによる。長期間に渡り水収支観測を行ってきたような特定の試験流域に対しては信頼度の高い実蒸発散量の値を得ることが可能であろう。しかしその場合でも、月単位のような比較的短期の蒸発散量を高精度で推定することは困難であり、またそのような試験流域の面積は本論で採用した対象地域の面積と比べて1桁以上小さいことが通常である。

一方、第3章で述べたようにリモートセンシングの熱赤外バンドデータを用いた直接的な蒸発散量の推定が試みられてきているが、特定の時点における値はこの方法によってかなり高精度で推定されることが期待できる。そこで、リモートセンシングを用いた直接的な蒸発散量推定と本論で述べた間接的な方法との両方を用いることが算定精度を検証するための1つの手段として提案できる。たとえば、LANDSAT・TMデータは地上分解能が30mの可視・近赤外バンドデータと地上分解能が120mの熱赤外バンドデータとを含んでいるが、前者のデータを用いた蒸発散量の間接的な推定値を後者のデータを用いて推定した値に日々の気象条件を考慮して検定を行うことが考えられる。そのためには、LANDSAT・TM熱赤外バンドデータを用いた蒸発散量の推定方法を確立し、また日々の気象条件の違いによる蒸発散量の変化について調べておくことが必要である。

以上のように算定精度を検証するためには比較すべき実蒸発散量の値を得ることが必要であるが、同時に算定式中に用いられている様々な仮定や前提条件を吟

味しておくことが算定精度を考える上で重要である。算定式中で特に検討を要するものとしては、次の3点が挙げられよう。第1点は、ペンマンの可能蒸発散量から実蒸発散量への変換式 f_e についてである。第2点は、LANDSAT・MSSデータから分類する土地利用項目と項目毎に与えられるアルベドおよび地中熱フラックス係数の値についてである。そして第3点は、各メッシュ毎に与えられる月間値としての気象要素の値についてである。

第1点については、 f_e の各係数値を筑波大学水理実験センターにあるライシメータの値を用いて決定していることと、 f_e が各係数を構成する気象要素の1次式という単純な形によって表されているということが問題である。すなわち、 f_e は任意に決定される経験式であり、各係数の大きさの持つ意味については定性的な説明のみが可能である。さらに、 f_e は可能蒸発散量に対する実蒸発散量の割合を月平均の気象観測値を用いて推定する式であるが、ここには植生状態に関する効果は含まれていない。いずれにしても経験式を用いることの限界はあるが、同様の変換式を採用して実蒸発散量の算定精度を高めるためには、複数の地点の測定値を用い変換式の係数の地域的傾向を考察すること、そして単純な線形式ではなく特に降水量が多くなる場合に対応できるような式の形を考察することが必要であると考えられる。

第2点については、土地利用の分類項目が対象とする地域に適当なものであるかという点と、土地利用項目毎に与えられるアルベドと地中熱フラックス係数の月々の値が妥当であるかという点が問題となる。

土地利用の分類項目に関しては、本来地域毎の現地調査に基づいて定められるものであり、その場合には地域毎の特殊性が反映されるものである。したがって、本論で紹介した広域蒸発散量算定システムが汎用性の高いものであるためには、予め与えられる土地利用項目を網羅しておく必要がある。ただし、詳細な土地利用の分類ではなく蒸発散量の算定が目的であるから、類似した分光および熱特性を持つ場合には1個の分類項目としてまとめることが可能である。本論で採用した11種類の分類項目は、わが国における土地利用の分類としては概して妥当であるが、より詳細な分類を行うとすれば、常緑林を常緑針葉樹林と常緑広葉樹林とに区分し、また果樹園や菜園もいくつかのタイプに細分することが考えられる。

土地利用項目毎に与えられるアルベドと地中熱フラックス係数の値は多数の文

献から選択してまとめたものであるが、たとえばその中で都市・集落に関する値は観測値のような根拠を持たない値である。また、都市・集落に関しては地域差が著しく一様の値を用いることには限界がある。そこで、都市・集落域の分光特性の年変化は植生域の場合に比べて小さいと予想されることを利用し、リモートセンシングデータから直接的にアルベドを求めて、これを蒸発散量の算定式中に用いることが考えられる。都市・集落域を除く地域に対しては、たとえ現在の値が十分でなくても様々な資料を用いてアルベドと地中熱フラックス係数の値の修正を加えていけば良い。ただし、たとえば水田の場合稲の生産状況が地域によって1～2か月のずれがあるが、このような地域差を考慮することも重要である。

第3点については各メッシュ毎の気象要素の値を少数の観測値から求めた標高の1次関数値として与えている点と、1か月間に渡り積算あるいは平均した気象要素の月間値を用いて月間蒸発散量を算定している点に問題がある。

前者に関しては等値線図を作成したり、あるいは地域傾向面を計算することが考えられる。しかしそのためには観測地点の密度を高める必要があるが、蒸発散量の算定に必要な全要素を得ることは困難である。したがって、現在の方法でも観測地点の標高値の範囲を大きく越える地点で気象要素の外挿値が非現実的となるような場合を除けば十分に妥当性があると考えられる。

後者に関しては、降水の強度と継続時間が土壌水分の維持や遮断蒸発量に影響を与えていると考えられるが、この点が現在の方法では十分に説明されていない。さらに、移流の効果を月平均風速から推定しているが、たとえば昼間の平均風速は夜間の平均風速に比べて大きいといった現象を合せて考えなければ十分には説明されないように思われる。いずれにしても、以上の問題点を解決するためには観測資料の分析を行うことが必要である。

第2節 算定システムの適用範囲拡大のための考察

本論で説明した広域蒸発散量算定システムは、わが国の大半の地域に適用できるものとして設計されていた。そして、関東以西に位置する5地域を対象として計算を行ったところ、第1節で述べたように変換式 f_0 の値に問題は残るものの、関東から九州にかけての地域で適用可能であることが示された。ただし、その場合でも、冬期には特に温暖な地域において推定値が過小気味であり、寒冷地に対しては雪または水で覆われている場合の考慮が成されていないという点が指摘される。また、高温で降水の多大な場合にも制約条件を与えて算定しているが、このような方法では遮断蒸発量の多くなる地域に対しては十分でないことが考えられる。そこで以下では、わが国における寒冷地域および亜熱帯性の地域への適用についての可能性について述べ、さらに、海外の特殊な気候条件の地域への適用性について考察する。

最初に、わが国の中で1年の内のある期間が雪または水で覆われているような寒冷地域に適用する場合には、雪または水で覆われていない期間については現在のシステムで対応できるものと考えられる。雪または水で覆われている期間は、融雪期とそのほかに区分し、融雪期以外の期間における蒸発散量はほとんど無視できるものと思われる。融雪期における蒸発散量を推定するためには、雪線の位置と気温、地面の傾斜との関係を調べ、算定式に組み入れることが考えられる。

高温で降水が多大な地域においては、遮断蒸発量が相当多くなる。遮断蒸発量とは、降水の一部で地表の被覆物上に溜り流出や植物に吸収されずに蒸発する水の量をさす。遮断蒸発量は、葉密度が高く樹冠が何層にも覆っているような熱帯多雨地域において特に多くなる。わが国の亜熱帯性の地域の多くは空間的に密な植生を示しており、このような地域における遮断蒸発量の値もかなり大きいものと考えられる。したがって、そのような地域に対する実蒸発散量への変換式 f_0 の値は1を越えることが予想され、変換式の係数および制約条件の適当な修正が必要となろう。

つぎに、算定システムの海外の諸地域への適用について考える。海外の諸地域を対象とする場合には、まず対象地域の土地利用の特性を把握しておく必要があ

る。すなわち、当該地域における典型的な土地利用の項目と耕地に関してはその作付体系を調査しなければならない。そしてそれらの調査が済めば、各土地利用項目に対応するアルベドと地中熱フラックス係数の値とを定める手順が必要となる。ここで注意を必要とするのは、日本の場合と同一の土地利用項目であっても、それに対応する各パラメータ値は必ずしも一致しない点である。たとえば水田の場合、日本においては多少地域差はあっても播種から収穫に至るまでほぼ地域間で平行して進められるのに対し、熱帯地域の中には稲の成長の様々な段階が筆毎に異なるような地域も多く見られる。このような地域に算定システムを適用する場合には事前の土地利用調査が不可欠となる。

また海外の地域を対象とする場合には、標高データおよび気象データの精度とそれらの収集方法が問題となる。標高データに関しては、数値化された地形データが既存であることは期待できないが、5万分の1程度の地形図が整備されていれば、等高線をデジタイザで入力し、等高線データから各メッシュに標高値を与えるような処理を行えばよい。適当な縮尺の地形図が存在しなければ、たとえばSPOTのステレオ画像データを活用するような手段も考えられる。一方、気象データに関しては、必要な全ての要素が十分な密度で観測が行われていることは期待できない。したがって、本論において1地点の観測値より全メッシュに水蒸気圧の値を与えた際に用いたような、より広域の気候値から推定する方法を採用することも1つの手段であろう。

本論で示した蒸発散量算定システムの特徴の一つはリモートセンシングデータを用いて広域の値を求められる点にあったが、この特徴を有効に生かせる対象が乾燥地域および熱帯雨林地域である。乾燥地域および熱帯雨林地域における蒸発散量は、地球全域の水文環境を考える上で重要な量であるが、その実態は十分に解明されていない。それ故、本算定システムのような手法の適用が望まれるが、困難な点も多い。乾燥地域および熱帯雨林地域への適用についての展望は以下の通りである。

乾燥地域には、ほとんど植生の存在しない砂漠地域から植生の覆う割合が多い地域まで段階的に区分できる。砂漠地域においては供給される水分がほとんど無いことから蒸発散量も非常に小さくなると考えられ、また、少量の降水のある地域では、その大部分が蒸発散の形で大気中に還元するものと考えられる。したが

って、問題となる対象は降水量が比較的多く、その一部が地表または地下へ流出するような場合である。このような地域において、蒸発散量を見積る場合に特に重要となる要因は土壌水分量であろう。土壌水分量の分布に関しては、リモートセンシングデータによる推定が試みられてきている。しかし、1か月間という長期に渡って土壌水分と蒸発散とがどのような挙動を見せるかという点についての理解は十分ではなく、この点を調査・分析することが第1の課題であると考ええる。

熱帯雨林地域において問題となるのは、前述したように遮断蒸発量をどのように推定するかという点である。地表面を被覆している樹木の密度と気象データとの関係で遮断蒸発量の推定ができれば、本論の蒸発散量算定システムを比較的容易に拡張して熱帯雨林地域に適用できるものと考えられる。ただし、そのような関係を得るためには現地資料の分析に多大な労力を要することが予想される。

第3節 地域水文環境の理解に関する考察

本節では、広域蒸発散量算定システムを地域水文環境の理解および地域開発のアセスメント技術の確立のために今後どのように活用されるべきであるかその展望を述べる。

第7章において示した蒸発散量算定システムを用いた計算実験は、地域水文環境を考察するための具体的な方針を示すものである。すなわち、地域水文環境とは地域の自然的社会的諸条件と水循環との関わりを表すものであるが、第7章で実施したような計算実験を実行すれば地域の地形条件・土地利用が水循環速度に及ぼす影響について定量的評価を与えることが可能であろう。ただし、第7章で得られた結果に関しては、以下の2点について十分に考慮されていないことから定性的な解釈を行うことしかできない。第1点は、地形や土地利用の分布を変化させると蒸発散量だけではなく他の水文要素や気象条件も変化し、またそれらは互いに独立に作用するものではないが、こうした仮定を考慮していない点である。第2点は、計算実験のために取り入れられている土地利用改変モデルは現況に準拠しないきわめて単純化したモデルであり、現実的な土地利用動態を考慮していない点である。

第1点に関する例として、次のような事項が挙げられる。すなわち、わが国の場合には南向き斜面が北向き斜面に比べて多くの日射量を受けているが、起伏量を大きくすれば両者の差が顕著になり、気温あるいは地表面温度の差も明白となる。同じ土地利用であれば、高温となる部分は相対的に蒸発散量が多くなる傾向があるが、一方で土壌の乾燥度も増し、このことが蒸発散量を抑制する効果があることも考えられる。また、地表面温度の地域差がある場合には海陸風や山谷風に見られるような局地的な風の循環が生じるが、風の吹く方向と強さは蒸発散量の移流の効果と密接な関係がある。以上の他に、蒸発散量が増減すればそれに伴い大気中に補給される水蒸気量も増減し、降水量に対しても影響を与える点、あるいは土地利用の変化は土壌中の保水力に影響を与える点等様々な因果関係が考えられる。

このような因果関係をすべて含むモデルを構築することは不可能であると思わ

れる。しかし、その中で重要と思われる関係に対して定量的な見積りをして、少数のパラメータから構成されるモデルを構築することは可能である。そして、このようなモデルを導入して計算実験を繰り返すことが、地域水文環境の理解に対しての有効なアプローチであると考えられる。

第2点に関しては、地形・土壌・植生の調査に基づく自然立地条件から計画的に土地利用を区分する方法（たとえば、井手・武内(1985)）、あるいは過去における土地利用の変化を地図等を用いて面的に分析する方法（たとえば、内田(1985)）を導入することにより、現実的な視点から土地利用変化と蒸発散量との関係を調べることができる。また、過去の気象・水文資料と土地利用に関する資料から推定した蒸発散量と現在の状況から推定した値を比較することが可能である。このようにして、土地利用の変化の蒸発散量に与える影響を考察するために本蒸発散量算定システムの有する能力に対して定量的な評価を与えることができよう。

本蒸発散量算定システムの有する能力は地域開発のアセスメント技術として活用される。すなわち、計画段階で提示される土地利用の改変案に対して、考えられる様々な気象条件を与えてその場合の蒸発散量を推定するとともに、前述したような因果関係を表現するモデルの導入で長期に渡る地域水文環境への影響を評価し、アセスメントの資料に用いることが考えられる。このような技術はまた、地域開発の問題だけではなく、気候変動にともなう地域水文環境への影響を考慮する際にも有力な手段となると考えられる。

いずれにしても、以上のような地域水文環境の理解のための過程は、学際的かつ協同的なものであり、筆者が個人的に進められるものではない。したがって、筆者の課題は蒸発散量算定システムの信頼度を高めるとともに、その利用を公開あるいはパーソナルコンピュータで処理できるような形に簡素化することにある。このような処置が実現すれば、試行あるいは議論の場が広がり、結果的に地域水文環境の理解を深めることに貢献できるものと思われる。

終 章 結 論

本論文は、複雑な地形条件と土地利用の分布を持つ河川の流域のような広域の蒸発散量の特性を調べるために、筆者が遂行してきた研究についてまとめたものである。研究の経過は、最初にリモートセンシングデータを用いた間接的な蒸発散量推定法に着目し、LANDSAT・MSSデータ、国土数値情報4分の1メッシュ標高データ、そしてAMeDAS観測点における気象データを採用した国内の広い範囲に適用性を持ちかつ応用性の高い広域蒸発散量算定システムの開発を試みてきた。そして、他の推定法との比較により算定システムの精度の検証と算定式の修正を行ってきた。同時に従来より用いられてきている計器蒸発量による簡便な実蒸発散量の推定法についても検討し本算定システムによる推定値との比較によって、より信頼性の高いものになるような改良を試みてきた。また、任意の地形条件や土地利用分布を与えて計算できるという本算定システムの特性を生かし、地形条件・土地利用と蒸発散量との関係を考察するための計算実験を行ってきた。ここで本論の結論を要約すると以下の通りである。

1. 本研究で開発した蒸発散量算定システム（以下、本システム）は、数10m四方の単位区画毎に土地利用、日射量、気象条件を与え蒸発散量を計算し、数10～数1,000km²の面積を持つ地域を対象に月単位の実蒸発散量の総量および分布の性状を求められるシステムであり、従来の推定法にはなかった広域の長期間に渡り連続的な蒸発散量推定が可能なシステムである。そして、本システムは算定のための基礎資料としてLANDSAT・MSS、国土数値情報4分の1メッシュ標高データ、AMeDAS観測点における気象データという日本国内全域を同一の規格で得ることのできるデータを採用し、国内の広い範囲への適用性を持つシステムである。また、本システムの特徴は現況における蒸発散量を算定するだけでなく、地形条件、土地利用の分布、あるいは気象要素の値を任意に変化させた場合の値を容易に推定できるという応用性を持つ点にある。

2. 本システムの算定精度を、計器蒸発量、ソーンズウェイト法、水収支法との比較により検討を行ったところ、実蒸発散量が可能蒸発散量に近い値を示す高温で降水量も十分にある夏期においては他の推定法との間で高い相関が見られた。また、冬期における推定値はやや過小とも思われるが、年間を通じた蒸発散量の

月変化は日射量や気象条件から推測される変化と合致するものであった。対比すべき実蒸発散量が得られていないために算定精度を定量的に評価することはできなかったが、20～30%を越えるような大きな誤差は生じていないものと思われる。ただし、算定精度を地域的に見ると、算定式の係数を決定するためのデータを得ている筑波地域から遠く離れた地域や降水量の多大な地域ではやや誤差が大きくなる傾向があった。

3. 本システムによる蒸発散量の推定値と対象地域の近傍の地点における計器蒸発量との関係を調べた結果、多少の変動はあるが、概して1本の特性曲線によって両者が対応付けられることが認められた。特性曲線の形としてはロジスティック曲線が適当であり、計器蒸発量の値の地域差が比較的小さいことから、ロジスティック曲線の係数値から導出されるパラメータが当該地域の蒸発散量の地域特性を表す指標となり得ることが確認された。

4. 上述の特性曲線が地域毎に固有であるとみなし、特性曲線を導入することにより計器蒸発量から実蒸発散量の推定（再現）を試みたところ、夏期3か月間については直線回帰式を用いることで5%以内の高精度で、年間を通じた場合でもロジスティック曲線により約10%以内の精度で実蒸発散量が推定された。さらに、月毎の反応の違いによる推定誤差を小さくするために複数の曲線の混合型の推定式を用いた場合には年間蒸発散量の推定誤差が5%程度になることが示された。したがって、本システムを用いて蒸発散量を算定し、一度特性曲線を得ておけば、以降計器蒸発量の値とこの特性曲線により蒸発散量の推定が可能である点が指摘できた。

5. 本システムを用いて、地形条件・土地利用と蒸発散量との関係についての計算実験を行った結果、以下の性質が見出された。まず、地形条件に関して、起伏の大きさは土地利用および地域の標高の平均値が一定であればほとんど蒸発散量に影響を与えない点、一方土地利用および起伏の大きさを一定にして標高値を増減させた場合には標高値の増大とともに蒸発散量が減少し、その減少率は気温の低下により推定される値にほぼ対応する点が見出された。土地利用に関しては、その分布の地域的特性が蒸発散量に与える影響という観点から見た場合に、算定式中に用いられているアルベドと地中熱フラックス係数の地域平均値という2個のパラメータで表現できることが見出せた。また、これら2個のパラメータの変

化に伴う蒸発散量の増減率の大きさを表す性質は、地形や気象条件の影響をあまり受けないことが示された。

6. 森林地域が次第に農地さらに集落地に変化するような土地利用改変段階を単純化したモデルを想定し、改変段階毎の蒸発散量を算定した結果、改変が進むにしたがって蒸発散量が減少し、減少率は極端な場合には25%以上という値が示された。また、上述したようなアルベドと地中熱フラックス係数の地域平均値を用いれば、過去から現在に至る土地利用分布の動態を調べることで改変段階の推移を見ることが可能であることが指摘できた。

以上示したように、本システムの開発によって従来余り研究が行われていなかった複雑な地形・土地利用構造を持つ広域の蒸発散量の地域特性に関して考察するための手段を得ることができ、また計算実験を通して地域特性に関する幾つかの知見を得ることができた。しかしながら、蒸発散量算定の信頼度や適用できる地域の範囲に対する問題点は残されており、第8章で述べたような事項を考慮しながら完成度の高いシステムに漸次改良を加えて行くことが今後の課題である。また、システムの改良と同時に、今後本システムが地域開発や地球環境に対するアセスメント技術として実用的に活用されることを期待したい。

謝 辞

本論文は、筆者が主として筑波大学学術情報処理センターに在職中に行った研究についてまとめたものである。研究の遂行にあたり、非常に多くの方々からご指導、ご協力を頂いた。

京都大学農学部・北村貞太郎教授には、筆者が京都大学在学中より一貫して地域計画の考え方をご教授頂き、それを論文に反映させるようご指導を賜ってきた。また、筆者に東南アジア諸国の現地調査の機会、およびリモートセンシングデータの処理を実践する機会を与えて頂いたことが自らの視野の拡大に大変役立っており、このことに関しても深謝したい。

安達勤前センター長そして安藤和昭センター長はじめ筑波大学学術情報処理センターの教職員の方々には、筆者が十分に研究を行える環境を提供して頂いたことに感謝する。ことに、中山和彦教授には、筆者の立場に対して絶大なるご理解を頂いた。また、星仰助教授には、リモートセンシングデータの解析に関する技術的側面のご指導を頂いた。

本論の内容・構成に関しても、多くの方々からご指導、ご批評を頂いた。蒸発散量算定式に関しては、算定スキームの原案の提案者でもある筑波大学地球科学系・古藤田一雄教授から有益な助言を頂いた。また、京都大学農学部・丸山利輔教授と京都大学農学部・高橋強教授には、本論文を詳細に検討して頂いた。

さらに、筆者の京都大学在学中より現在に至るまで絶えず適切な助言をして頂いた元京都大学農学部・前川俊清講師（現広島県立大学）と元京都大学農学部・松尾芳雄助手（現農業工学研究所）に感謝したい。そして、同時期に職場の同僚として互いに励まし合ってきた畏友・川口洋氏、および文章の整理という煩雑な作業に協力して頂いた筑波大学大学院理工学研究科・鮫島善史氏に感謝します。

平成元年6月

内 田 諭

参考文献

- André, J.C., J.P. Goutorbe and A. Perrier (1986); HAPEX-MOBILHY: A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale, *Bull. Americ. Meteor. Soc.*, Vol. 67, pp. 138-144.
- 新井正 (1987); 都市の水収支—首都圏を中心に, 新井正他著「都市の水文環境」, 共立出版, pp. 1-108.
- Baumgartner, A. (1984); Effects of deforestation and afforestation on climate, *GeoJournal*, Vol. 8, pp. 283-288.
- Bosch, J.M. and J.D. Hewlett (1982); A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration, *J. Hydrol.*, Vol. 55, pp. 3-23.
- Brown, K.W. (1976); Sugar beet and potatoes, 'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2, J.L. Monteith edit., Academic Press, pp. 65-86.
- Calder, I.R., I.R. Wright and D. Murdiyarso (1986); A study of evaporation from tropical rain forest - west java, *J. Hydrol.*, Vol. 89, pp. 13-31.
- Camillo, P.J. (1983); A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies, *Water Resour. Res.*, Vol. 19, pp. 371-380.
- Carlson, T.N., J.K. Dodd, S.G. Benjamin and J.N. Cooper (1981); Satellite estimation of the surface energy balance, moisture availability and thermal inertia, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 20, pp. 67-87.
- Denmead, O.T. (1976); Temperate cereals, 'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2, J.L. Monteith edit., Academic Press, pp. 1-32.
- Frevert, D.K., R.W. Hill and B.C. Braaten (1983); Estimation of FAO evapotranspiration coefficients, *J. Irrig. Drain. Eng.*, Vol. 109, pp. 265-270.
- 福原道一 (1974); 土壌のリモートセンシング, キヤノンイメージ編集室編「Remote Sensing」, キヤノン, pp. 165-178.
- 福島義宏・鈴木雅一・谷誠・加藤博之 (1978); 滋賀県東南部の花崗岩山地に於ける3つの小流域の水文観測報告, 京都大学農学部演習林報告, 第50号, pp. 115-127.
- 福島義宏・鈴木雅一・友村光秀 (1981); 梁ヶ谷試験地の水文観測報告, 京都大学農学部演習林報告, 第53号, pp. 131-143.
- 福島義宏・鈴木雅一 (1986); 山地流域を対称とした水循環モデルの提示と桐生流域の10年連続日・時間記録への適用, 京都大学農学部演習林報告, 第57号, pp. 162-185.
- Gash, J.H.C. (1987); An analytical framework for extrapolating evaporation measurements by remote sensing surface temperature, *Int. J. Rem. Sens.*, Vol. 8, pp. 1245-1249.
- Gurney, R.J. and D.K. Hall (1983); Satellite-derived surface energy balance estimates in the Alaskan sub-arctic, *J. Clim. Appl. Meteor.*, Vol. 22,

pp.115-125.

服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治(1981); エネルギー収支によるヒノキ林の蒸発散量測定, 日林誌, Vol.63, pp.125-132.

Heilman, J.L., E.T.Kanemasu, N.J.Rosenberg and B.L.Blad(1976); Thermal scanner measurement of canopy temperatures to estimate evapotranspiration, Rem.Sens.Environ., Vol.5, pp.137-145.

日野幹雄・長谷部正彦(1985); 「水文流出解析」, 森北出版, 254p.

星仰(1985a); 「最新のLANDSATのカラー画像 - セマティックマップ - 」, 中央地図, 90p.

星仰(1985b); 「リモートセンシング画像データ解析システム - TSUKUSYS - 」, 筑波大学学術情報処理センター, 121p.

星仰・内田諭・古藤田一雄・河村武(1987); ランドサットおよび標高データによる広域蒸発散量算定システムの開発, 筑波大学水理実験センター報告, 第11号, pp.51-61.

Hoshi, T. and S.Uchida(1987); An estimation of areal evapotranspiration using Landsat and elevation data, Proc. 8th Asian Conf.Rem.Sens., C-9, pp.1-7.

Hoshi, T., S.Uchida and K.Kotoda(1989); Development of a system to estimate evapotranspiration over complex terrain area using Landsat MSS, elevation and meteorological data, Hydrological Science Journal. (投稿中)

井手久登・武内和彦(1985); 「自然立地的土地利用計画」, 東京大学出版会, 227p.

岩田進午(1981); 水の循環と水資源, 山崎不二夫編「水資源を考える」, 三共出版, pp.35-50.

Jackson, R.D., R.J.Reginato and S.B.Idso(1977); Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements, Water Resour. Res., Vol.13, pp.651-656.

Jarvis, P.G., G.B.James and J.J.Landsberg(1976); Coniferous forest, 'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2, J.L.Monteith edit., Academic Press, pp.171-240.

Kalma, J.D. and M.Fuchs(1976); Citrus orchards, 'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2, J.L.Monteith edit., Academic Press, pp.309-328.

金子良(1973); 「農業水文学」, 共立出版, 286p.

加藤一靖(1983); 静止気象衛星の画像データによる気象要素の抽出, 気象研究ノート, 第148号, pp.1-102.

川島茂人(1986); 航空機MSSデータによる地表面熱収支分布の評価, 天気, Vol.33, pp.333-344.

榎根勇(1980); 「水文学」, 大明堂, 272p.

建設省国土地理院(1979); 「国土数値情報利用の手引」, 建設省国土地理院, 297p.

- 北健(1985); AMeDASの話, 地理増刊「地理とコンピュータ特集号」, 古今書院, pp.170-172.
- Klaassen, W. and W. Van den Berg(1985); Evapotranspiration derived from satellite observed surface temperatures, J.Clim.Appl.Meteor., Vol. 24, pp.412-424.
- 国土庁長官官房水資源部編(1987); 「日本の水資源—その開発, 保全と利用の現状—」(水資源白書), 大蔵省印刷局, 250p.
- 国土庁計画・調整局(1987); 「国土数値情報」, 大蔵省印刷局, 136p.
- 古藤田一雄・甲斐憲次・中川慎治・吉野正敏・星仰・武田要・関利孝(1984); ランドサットデータによる土地利用区分と広域蒸発散量算定手法の開発に関する研究, 筑波大学水理実験センター報告, 第8号, pp.57-64.
- 古藤田一雄(1986); 直達・散乱成分を考慮した斜面全天日射量の簡易推定法, 農業気象, Vol.42, pp.249-259.
- Kotoda, K.(1986); Estimation of river basin evapotranspiration, Environ. Res. Center Paper, Univ. Tsukuba, No.8, pp.1-66.
- Kovacs, G.(1987); Estimation of average areal evapotranspiration -proposal to modify Morton's model based on the complementary character of actual and potential evapotranspiration, J.Hydrol., Vol.95, pp.227-240.
- 蔵田憲次・岡田益己(1984); 「環境工学入門」, サイエンスハウス, 156p.
- Le Drew, E.F.(1979); A diagnostic examination of a complementary relationship between actual and potential evapotranspiration, J.Appl. Meteor., Vol.18, pp.495-501.
- Lewis, M.C. and T.V.Callaghan(1976); Tundra, 'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2, J.L.Monteith edit., Academic Press, pp.399-434.
- Linacre, E.(1976); Swamps, 'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2, J.L.Monteith edit., Academic Press, pp.329-350.
- Mather, J.R.(1984); 'The climatic water budget in environmental analysis', Lexington Books, 239p.
- 松野久也(1974); リモートセンシング概説, キヤノンイメージ編集室編「Remote Sensing」, キヤノン, pp.39-68.
- 松尾芳雄・岡川長郎・北村貞太郎(1983a); 教師つき分類における識別手法の理論的考察 —リモートセンシングによるデジタル土地条件図作成方法に関する研究(3)—, 農業土木学会論文集, 第108号, pp.19-25.
- 松尾芳雄・岡川長郎・北村貞太郎(1983b); 農村土地利用解析への適用による識別手法の検討 —リモートセンシングによるデジタル土地条件図作成方法に関する研究(4)—, 農業土木学会論文集, 第108号, pp.26-32.
- Mitsuta, Y.(1966); Sonic anemometer-thermometer for general use, J.Meteor. Soc. Japan, Ser. II, Vol.44, pp.12-24.
- Monteith, J.L.(1973); 'Principle of environmental physics', Edward Arnold, 241p.
- Monteith, J.L.(1976); 'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2, Academic

Press, 439p.

Morton, F.I. (1978): Estimating evapotranspiration from potential evaporation: practicality of an iconoclastic approach, J. Hydrol., Vol. 38, pp. 1-32.

Morton, F.I. (1983): Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology, J. Hydrol., Vol. 66, pp. 1-76.

Morton, F.I. (1984): What are the limits on forest evaporation?, J. Hydrol., Vol. 74, pp. 373-398.

Nieuwenhuis, G.J.A., E.H. Smidt and H.A.M. Thunnissen (1985): Estimation of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images, Int. J. Rem. Sens., Vol. 6, pp. 1319-1334.

オーク, T.R. (1981); 「境界層の気候」 斎藤直輔・新田尚訳, 朝倉書店, 324p.

小倉義光 (1978); 「気象力学通論」, 東京大学出版会, 249p.

大槻恭一・三野徹・丸山利輔 (1984a); 計器蒸発量, 蒸発散位と実蒸発散量の関係—実蒸発散量推定に関する研究(I)—, 農業土木学会論文集, 第111号, pp. 95-103.

大槻恭一・三野徹・丸山利輔 (1984b); 気象資料から推定したわが国の実蒸発散量—実蒸発散量推定に関する研究(III)—, 農業土木学会論文集, 第112号, pp. 25-32.

大槻恭一 (1987); 「流域蒸発散量の水文気象学的推定に関する研究」, 京都大学学位論文, 100p.

押田勇雄 (1982); 「都市の水循環」, 日本放送出版協会, 234p.

Penman, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, Vol. 193, pp. 120-145.

Price, J.C. (1980): The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation, Water Resour. Res., Vol. 16, pp. 787-795.

Price, J.C. (1982): On the use of satellite data to infer surface fluxes at meteorological scales, J. Appl. Meteor., Vol. 21, pp. 1111-1122.

Priestley, C.H.B. and R.J. Taylor (1972): On the assessment of the surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, Mon. Weather Rev., Vol. 100, pp. 81-92.

Rambal, S., B. Lacaze, H. Mazurek and G. Debussche (1985): Comparison of hydrologically simulated and remotely sensed actual evapotranspiration from some Mediterranean vegetation formations, Int. J. Rem. Sens., Vol. 6, pp. 1475-1481.

Rauner, J.U.L. (1976): Deciduous forest, 'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2, J.L. Monteith edit., Academic Press, pp. 241-264.

Reginato, R.J., R.D. Jackson and P.J. Pinter Jr. (1985): Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data, Rem. Sens. Environ., Vol. 18, pp. 75-89.

- Richards, J.A. (1986); 'Remote Sensing Digital Image Analysis', Springer, 281p.
- Ripley, E.A. and R.E. Redmann (1976); Grassland, 'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2, J.L. Monteith edit., Academic Press, pp.351-398.
- Rose, C.W., J.E. Begg and B.W.R. Torrsell (1976); Townsville stylo, 'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2, J.L. Monteith edit., Academic Press, pp.151-170.
- Saugier, B. (1976); Sunflower, 'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2, J.L. Monteith edit., Academic Press, pp.87-120.
- Schmugge, T. (1987); Remote sensing applications in hydrology, Review of Geophysics, Vol.25, pp.148-152.
- Seguin, B. and B. Itier (1983); Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data, Int.J.Rem.Sens., Vol.4, pp.371-383.
- Serafini, Y.V. (1987); Estimation of the evapotranspiration using surface and satellite data, Int.J.Rem.Sens., Vol.8, pp.1547-1562.
- 島貫睦 (1973); 境界層と乱流, 気象研究ノート, 第114号, pp.1-69.
- Soer, G.J.R. (1980); Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperature, Rem.Sens.Environ., Vol.9, pp.27-45.
- Stanhill, G. (1976); Cotton, 'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2, J.L. Monteith edit., Academic Press, pp.121-150.
- Sugita, M. (1987); Evaporation from a pine forest, Environ.Res.Center Paper, Univ. Tsukuba, No.10, pp.1-61.
- 鈴木雅一・福島義弘 (1976); 微気象学的方法と水収支解析による山地流域の蒸発散量の推定, 京都大学農学部演習林報告, 第48号, pp.125-135.
- Suzuki, M. and Y. Fukushima (1985); Estimates of evapotranspiration from the land surface of Shiga prefecture using a digitalized square-grid map database, Lake Biwa Study Monographs, No.2, pp.1-55.
- 鈴木雅一・福島義弘・窪田順平 (1987); 竜王山試験流域の水文観測報告, 京都大学農学部演習林報告, 第59号, pp.165-175.
- 正務章・柴田裕司 (1981); 気象要素の地域分布の推定, 気象研究ノート, 第143号, pp.1-38.
- Taconet, O., R. Bernard and D. Vidal-Madjar (1986); Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data, J.Clim.Appl.Meteor., Vol.25, pp.284-307.
- 高橋裕編 (1978); 「河川水文学」, 共立出版, 218p.
- 高橋裕 (1986); 都市の変貌と水害, 石原安雄他編「都市の変容と自然災害」, 日本学術振興会, pp.85-102.
- 高橋裕 (1988); 「都市と水」, 岩波書店, 215p.
- 高畑滋 (1974); 農業のリモートセンシング, キャノンイメージ編集室編「Remote

- Sensing」, キヤノン, pp.111-138.
- 高瀬恵次・丸山利輔(1978); 水収支法による季別流域蒸発散量の推定, 農業土木学会論文集, 第76号, pp.1-6.
- 高瀬信忠(1978); 「河川水文学」, 森北出版, 328p.
- 田中豊・脇本和昌(1983); 「多変量統計解析法」, 現代数学社, 296p.
- 立平良三(1980); レーダによる雨量測定と短時間予測, 気象研究ノート, 第139号, pp.79-108.
- 鳥生隆・岩瀬洋道・小松智(1986); 画像処理用エキスパートシステム「IPEX」第33回情報処理学会全国大会論文集, pp.1665-1666.
- 塚本修・光田寧(1982); 種々の湿度計を用いた水蒸気輸送量の直接測定, 京都大学防災研究所年報, 第25号B-1, pp.283-295.
- 内田諭(1985); 草津市における近年の地域変容過程 —パーソナルコンピュータ利用による分析—, 人文地理, 第37巻, pp.458-470.
- 内田諭(1986); インドネシア東部ジャワ・ブリタール周辺における降水量の時空間特性と土地利用, 日本地理学会予稿集, 29, pp.116-117.
- 内田諭・星仰(1987); ランドサットおよび国土数値情報標高データを用いた広域蒸発散量の算定, 写真測量とリモートセンシング, Vol.26, pp.13-23.
- 内田諭・星仰(1988a); リモートセンシングを用いた広域水文環境の考察, 日本写真測量学会学術講演会論文集(春季), pp.131-136.
- 内田諭・星仰(1988b); リモートセンシングによる土地被覆分類と広域蒸発散量との関係, 日本写真測量学会学術講演会論文集(秋季), pp.129-134.
- Uchida, S. and T. Hoshi(1988a); On the regional characteristics of actual evapotranspiration derived from Landsat MSS and elevation data, Geocarto International, Vol.3, pp.57-66.
- Uchida, S. and T. Hoshi(1988b); Relation between actual evapotranspiration and distribution of landuse estimated by the model using Landsat and elevation data, Proc. 9th Asian Conf. Rem. Sens., B-4, pp.1-8.
- Uchijima, Z. (1976); Maize and rice, 'Vegetation and the Atmosphere' Volume 2, J.L. Monteith edit., Academic Press, pp.33-64.
- 内嶋善兵衛(1982); 「農林・水産と気象」, 朝倉書店, 207p.
- 植原茂次(1987); 日本の河川流域の月単位水収支に基づく水文特性に関する研究, 国立防災科学技術センター研究報告, 第40号, pp.21-309.
- Van de Griend, A.A. and E.T. Engman(1985); Partial area hydrology and remote sensing, J. Hydrol., Vol.81, pp.211-251.